



HAL
open science

Initiation de l'accrétion continentale dans le domaine bétique

Maxime Daudet

► **To cite this version:**

Maxime Daudet. Initiation de l'accrétion continentale dans le domaine bétique. Géomorphologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2019. Français. NNT : 2019TOU30152 . tel-02879321

HAL Id: tel-02879321

<https://theses.hal.science/tel-02879321v1>

Submitted on 23 Jun 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par
Maxime DAUDET

Le 15 avril 2019

Initiation de l'accrétion continentale dans le domaine Betique

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Sciences de la Terre et des Planètes Solides**

Unité de recherche :

GET - Geosciences Environnement Toulouse

Thèse dirigée par

Frédéric MOUTHEREAU et Stéphanie BRICHAU

Jury

M. Philippe MUNCH, Rapporteur

Mme Carole PETIT, Rapporteur

M. Jaume VERGÉS, Rapporteur

M. Frédéric MOUTHEREAU, Directeur de thèse

Mme Stéphanie BRICHAU, Co-directrice de thèse

M. Laurent JOLIVET, Examineur

M. Olivier VANDERHAEGHE, Examineur

M. Emmanuel MASINI, Invité

M. Sylvain CALASSOU, Invité

Résumé

Titre : Initiation de l'accrétion continentale dans le domaine Bétique-Rif

L'étude thermo-chronologique des sédiments syn- à post-rift et syn-orogéniques permet de reconstituer l'évolution temps-température des bassins aux différents stades de l'orogénèse. Cette étude combinée à des observations structurales et stratigraphiques permet en effet de déterminer l'évolution spatiale et temporelle de la marge passive depuis les premiers stades de son inversion jusqu'aux stades finaux de la collision associés à l'exhumation rapide des unités internes métamorphiques. Les Cordillères des Bétiques et du Rif appartiennent à l'extrémité occidentale des chaînes péri-méditerranéennes. L'histoire géodynamique, associée à la formation des Bétiques depuis l'Oligocène est marquée en profondeur par une combinaison de processus de retrait, de déchirement et de délamination de la lithosphère continentale et ou océanique dans le contexte de convergence entre l'Afrique et l'Europe. En réponse, la croûte qui forme aujourd'hui le bassin d'Alboran et les zones internes des Bétiques et du Rif a été soumise à une extension dans la zone d'arrière arc depuis l'Oligocène. Cette phase d'extension a été synchrone des déformations compressives enregistrées dans la couverture méso-cénozoïque des marges Ibérique et nord-africaine et la formation des chaînes plissées d'avant pays. L'utilisation d'analyses thermochronologiques basse-température traces de fission et (U-Th)/He sur apatite appliquées aux séries de flyschs d'âge Crétacé et Tertiaire du domaine Maurétanien et Massylien met en évidence l'importance d'une phase d'exhumation Paléogène. Combiné aux observations structurales et stratigraphiques il apparaît que cette épisode d'exhumation est associé au développement d'un avant-pays tout le long des Cordillères Bétiques sur près de 400 km. L'examen des relations structurales entre les flyschs, les séries subbétiques et le Trias démontre que la tectonique salifère a joué un rôle majeur. Cette observation conduit à expliquer la structure actuelle des zones externes des Bétiques tout en diminuant l'ampleur des mouvements tectoniques. Combinées aux datations U-Pb sur zircons détritiques qui contraignent les provenances des unités de flyschs au Mésozoïque et au Cénozoïque, entre des sources Ibériques, d'Alboran et d'Afrique, les résultats de ce travail ont permis de préciser l'évolution paléogéographique et géodynamique des Bétiques depuis la transition Ouest Tethys-Atlantique, le stade collision Alpine, jusqu'à son évolution actuelle associée à l'ouverture de la Méditerranée Occidentale.

Mots clefs : Prisme d'accrétion, Bétiques, Thermochronologie basse-température

Abstract

Titre: Initiation of continental accretion in the Betic-Rif domain

The thermo-chronological study of syn- to post-rift and syn-orogenic sediments makes it possible to reconstruct the time-temperature evolution of the basins at the different stages of the orogenesis. This study combined with structural and stratigraphic observations makes it possible to determine the spatial and temporal evolution of the passive margin from the early stages of its inversion to the final stages of the collision associated with the rapid exhumation of the metamorphic internal units. The Betic and Rif cordilleras belong to the western end of the peri-Mediterranean chains. The geodynamic history associated with the formation of the Betics since the Oligocene is deeply marked by a combination of processes of slab retreat, tearing and delamination of the continental and / or oceanic lithosphere in the context of convergence between Africa and Europe. In response, the crust that today forms the Alboran Basin and the internal areas of Betic and Rif has been subject to extension in the back arc area since the Oligocene. This extension phase was synchronous with the compressive deformations recorded in the Meso-Cenozoic coverage of the Iberian and North African margins and the formation of the pleated pre-country chains. The use of fission and (U-Th) / He low-temperature thermochronological analyzes on apatite applied to the Cretaceous and Tertiary flysch series of the Mauretanian and Massylian domains highlights the importance of a phase of Paleogene exhumation. Combined with structural and stratigraphic observations, it appears that this episode of exhumation is associated with the development of a foreland all along the Betic Cordillera for nearly 400 km. An examination of structural relationships between flyschs, subbetic series and the Triassic shows that salt tectonics played a major role. This observation leads to explain the current structure of the external zones of the Betics while decreasing the extent of the tectonic movements. Combined with detrital zircon U-Pb dating, which constrains Mesozoic and Cenozoic flysch units, between Iberian, Alboran and African sources, the results of this work have made it possible to specify the palaeogeographic and geodynamics of the Betics since the Western Transition Tethys-Atlantic, the collision stage Alpine, until its current evolution associated with the opening of the Western Mediterranean

Mots clefs: Accretionary prism, Betics, Thermochronology

Sommaire

Chapitre 1: Introduction générale..... 6

1. Introduction.....	7
1.1. Cycle de Wilson et orogénèse	7
1.2. Collision et orogénèse	11
1.3. Comment dater l'initiation de la collision ?.....	14
1.4. Questions et problématiques	18

Chapitre 2: Contexte géologique et géodynamique 21

1. Les Cordillères Bétiques dans le contexte de l'ouverture de la Méditerranée occidentale ..	22
1.1. Cadre géodynamique régional	22
1.2. Cinématique de l'Ibérie depuis le Mésozoïque	23
1.3. Modèles géodynamiques de formation de la Méditerranée Occidentale	27
1.4. Structure profonde dans la région d'Alboran.....	31
2. Structure de l'arc de Gibraltar.....	36
2.1. Principaux domaines structuraux.....	36
2.2. Résumé et calendrier tectonique de l'Arc de Gibraltar	54
3. Les flyschs de la Méditerranée Occidentale	55
3.1. Généralités	55
3.2. Stratigraphie	57
3.3. Structure et déformation	65
4. Evolution paléogéographique et géodynamique de l'Ibérie et de l'Afrique.....	68
4.1. La période Paléozoïque	68
4.2. La période du Mésozoïque au Cénozoïque	73
5. Problématique régionale	81

Chapitre 3: Méthodologie 84

1. Méthode de thermochronologie basse température	85
1.1. Principe général et historique de la méthode	85
1.2. Traces de Fission sur Apatites	86
1.3. (U-Th-Sm) He sur Apatite	92
2. Géochronologie U-Pb	100
2.1. La désintégration radioactive	100
2.2. La datation U-Pb sur zircon	102

Partie 4: Evolution t-T et déformations de l'Unité des Flyschs109

1. Présentation et but de l'article	110
2. Article 1: Early Cenozoic and Neogene tectonic evolution of the Western Betics and Alboran Domain revealed by thermal evolution of the Flysch Through Units	110
2.1. Introduction.....	Erreur ! Signet non défini.
2.2. Overview of the structure and tectonic evolution of the internal domains of the Betics	Erreur ! Signet non défini.
2.3. The internal zones and Alboran sea basin.....	Erreur ! Signet non défini.
2.4. Overview of the basin evolution of the external domains and the Flyschs Trough Unit	Erreur ! Signet non défini.
2.5. Salt tectonics and the structure of the external fold-and-thrust belt in the western Betics.	Erreur ! Signet non défini.
2.6. New low-temperature thermochronological data in the FTU.....	Erreur ! Signet non défini.
2.7. Discussion	Erreur ! Signet non défini.
2.8. Conclusions.....	Erreur ! Signet non défini.

Partie 5: Provenance des séries de flysch entre Malaga et Jebha: apport de la géochronologie U-Pb sur zircon174

1. Introduction.....	175
2. La(les) source(s) des séries de flysch: un bref historique	177
2.1. Source des grès du Crétacé inférieur	177
2.2. Source des grès Tertiaires	181
2.3. Conclusions sur les modèles existants.....	185
3. Synthèse des âges U-Pb d'Europe de l'Ouest et d'Afrique	186
3.1. Base de données d'âge U/Pb sur zircon	186
3.2. Ages U-Pb des sources Africaines.....	189
3.3. Ages U-Pb des sources Européennes.....	192
3.4. Ages U-Pb dans les unités AlKaPeCa.....	194
4. Analyses U-Pb sur zircon détritiques des unités de flyschs	196
4.1. Description des échantillons	196
4.2. Description pétrographique	198
4.3. Distribution des âges U-Pb sur zircons	201
5. Discussion	208
5.1. Provenance des formations de flyschs Méso-Cénozoïques de l'arc de Gibraltar.....	208

5.2.	Provenance des flyschs du Crétacé inférieur et de la formation Numidienne: approche paléogéographique	218
5.3.	Affinité paléogéographique des unités internes	222
6.	Conclusions et perspectives	227
	Chapitre 6: Conclusion général	229
	Tables des illustrations	234
	ANNEXES	23445
	ANNEXE 1 : Complément au protocole analytique pour les traces de fission	245
	ANNEXE 2 : Compléments au protocole analytique pour la méthode (U-Th-Sm)/He sur Apatites	248
	ANNEXE 3 : Datation Uranium-Plomb sur zircon	255

Chapitre 1: Introduction générale

1. Introduction

1.1. Cycle de Wilson et orogénèse

1.1.1. Un bref historique

Depuis la naissance de la théorie de la dérive des continents (Wegener, 1915) jusqu'à l'avènement à la fin des années 1960 de la tectonique des plaques (McKenzie et Parker, 1967 ; Le Pichon, 1968 ; Morgan, 1968) la Terre est vue comme un système dynamique dans lequel la position des continents au cours des temps géologiques est étroitement liée à la perte de chaleur par convection dans le manteau profond. En parallèle du questionnement sur le rôle du moteur profond du mouvement des plaques, d'autres chercheurs se sont intéressés à la cyclicité des processus orogéniques et au rôle de l'héritage au sens large. Wilson (1963) est le premier à mettre en relation la dérive des continents, la convection mantellique et l'orogénèse au travers de cycles d'agrégation-fragmentation de supercontinents comme la Pangée (Fig. 1). L'observation que les chaînes de collision continentales se localisent dans d'anciennes zones d'amincissement crustale suggère que les orogènes « héritent » voire, sont contrôlés par l'état thermique et l'architecture de la lithosphère avant la convergence. Plus tard, Dewey (1989) mettra en évidence que la quantité et la distribution de l'extension lors des événements d'amincissement déterminent le style du raccourcissement dans les orogènes.

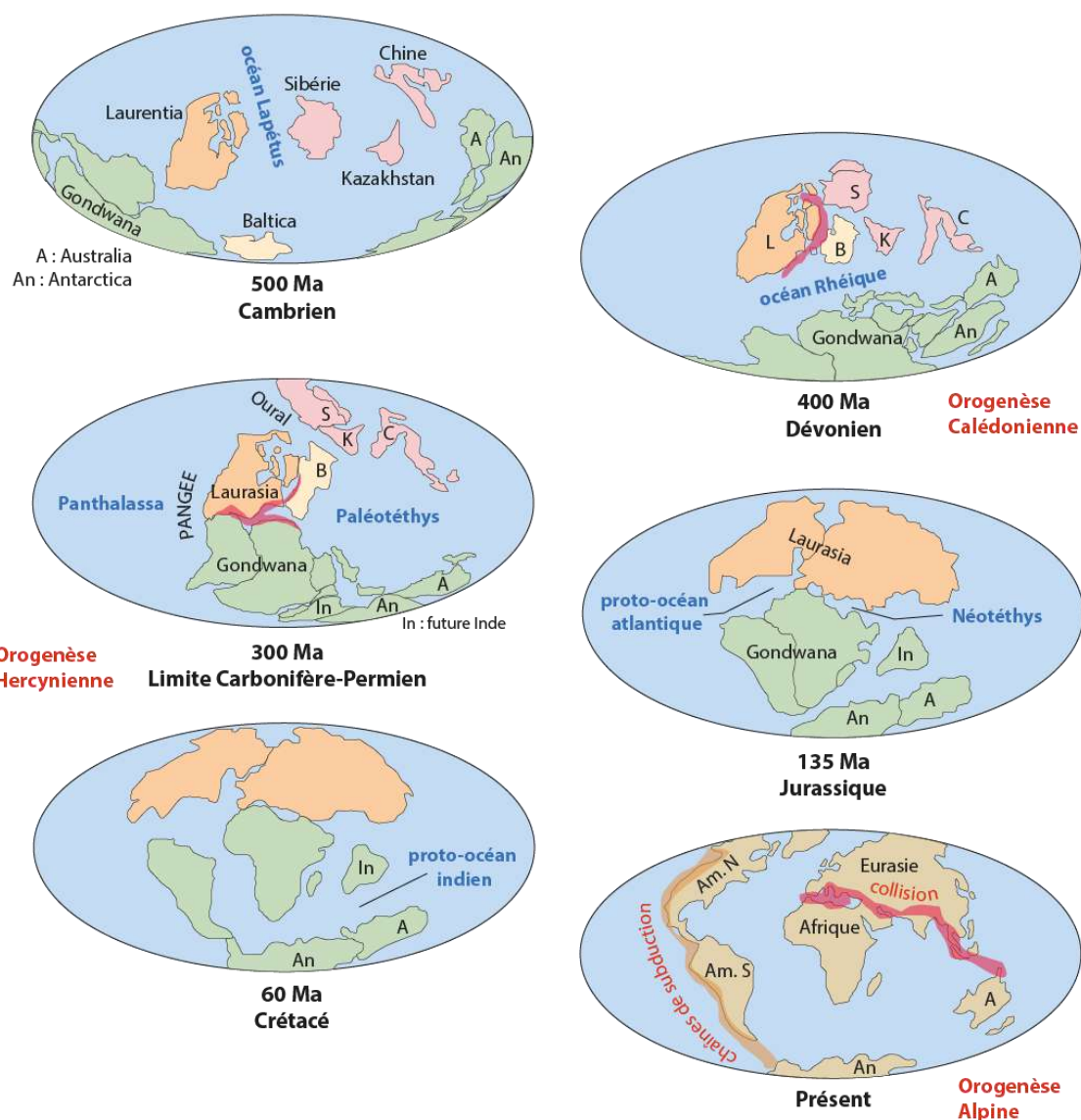


Figure 1: Illustration des cycles de Wilson successifs et de la position des continents à la surface de la Terre depuis le Cambrien en lien avec les périodes d'amalgamation (collision et orogénèse) et de dislocation (accrétion océanique) des masses continentales (Renard et al., 2015)

Afin de mieux comprendre l'influence de l'héritage dans les processus orogéniques, Mouthereau et al. (2013) ont réalisé une comparaison entre l'âge thermo-tectonique des continents (un proxy pour l'âge de la lithosphère continentale) et les styles de déformation dans les parties externes des orogènes pour lesquelles les quantités de raccourcissements peuvent être estimées. Cette étude montre que la localisation de la déformation dans ces domaines orogéniques dépend essentiellement de la rhéologie héritée, elle-même déterminée par les événements magmatiques, extensifs voire compressifs antérieurs, indépendamment de la vitesse de convergence. En préalable à la compréhension des processus orogéniques, il est donc essentiel de mieux caractériser la structure

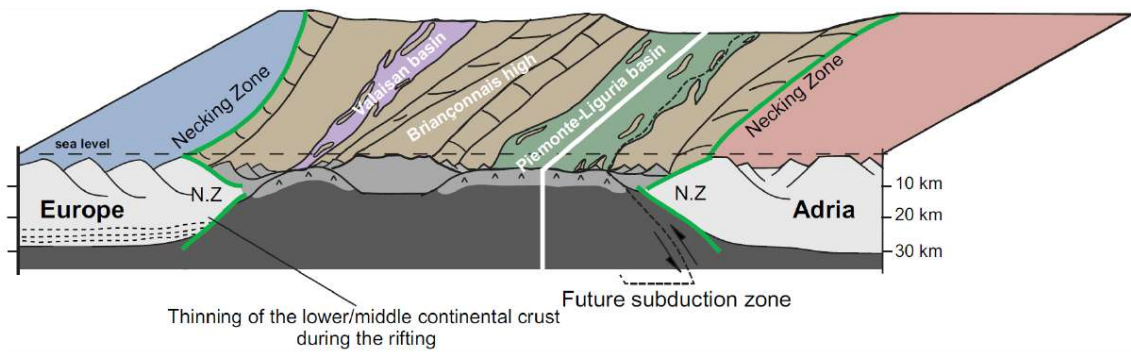
crustale, idéalement lithosphérique, des marges amincies et des processus d'amincissement à l'œuvre lors du rifting.

1.1.2. Structure d'une marge passive et héritage

L'amincissement de la lithosphère s'explique par la combinaison de processus de cisaillement pure et de cisaillement simple. Les deux modèles extrêmes qui peuvent être envisagés sont ceux de McKenzie (1978) et de Wernicke (1981). Le modèle « McKenzie » considère un amincissement homogène et symétrique de la lithosphère, celui de « Wernicke » considère un amincissement asymétrique, sous l'effet d'un détachement à faible pendage. Des modèles intermédiaires existent, combinant des processus de cisaillement pur dans le manteau lithosphérique et de cisaillement simple dans la croûte (Lister and Davis 1989). Ces modèles théoriques ne parviennent pas pour autant à reproduire la complexité de l'architecture des marges riftées. En effet, le développement de techniques d'imagerie géophysique plus précise depuis les 20 dernières années a permis d'étudier les marges continentales avec un regard nouveau et ainsi de réviser les concepts anciens. Ces images ont permis de poser le problème en termes de relations entre rhéologie, cinématique et structure (Reston et al., 2009; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009; Sutra et al., 2013; Tugend et al., 2014) et de quantifier les processus via la modélisation numérique (Lavier et Manatschal, 2006 ; Huisman et Beaumont, 2011 ; Brune et al., 2014).

Grace en grande partie une meilleure compréhension des processus de déformation, il a été possible de mieux comprendre le lien entre la structure des marges passives observées et leurs analogues fossilisés dans des chaînes de montagnes comme les Alpes ou les Pyrénées et ainsi de reconstituer les domaines de rift avant leur inversion (Fig. 2) (Manatschal et al., 2006 ; Manatschal et Müntener, 2009 ; Beltrando et al., 2010 ; Mohn et al., 2010, 2011, 2014 ; Masini et al., 2012 ; Mouthereau et al., 2014).

RIFTING, JURASSIQUE SUPERIEUR



COLLISION CONTINENTALE

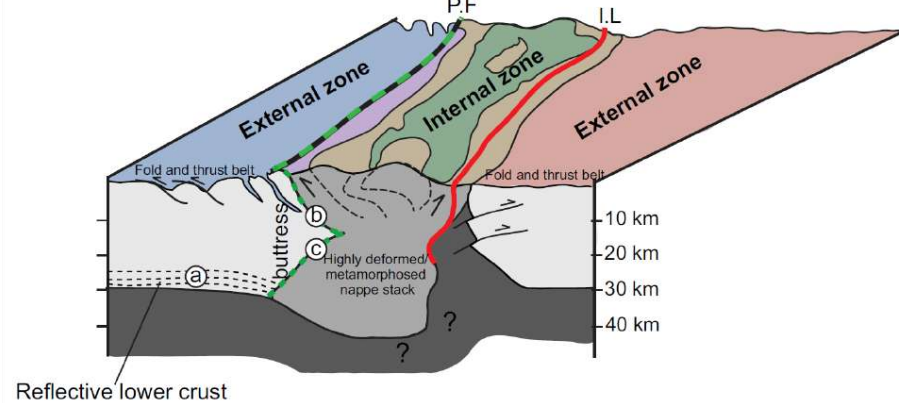


Figure 2: Schéma de la structure du domaine Alpin, et des marges Européenne et d'Adria illustrant les différents domaines d'une marge passive au moment du rifting et pendant la phase de collision. En gris clair, la zone de croûte continentale peu ou pas amincie, NZ: zone d'étranglement (Necking Zone) ; en gris sombre, le zone de croûte hyper-amincie et d'exhumation de manteau sous-continentale (d'après Mohn et al. (2014)).

L'enjeu majeur dans la compréhension du lien entre les anciens domaines de marge et les systèmes orogéniques est de connaître la place dans la structure finale de la chaîne des différents domaines associés à la marge passive. La déformation du domaine moins aminci de la marge est en général mieux préservée et donc mieux comprise que la déformation du domaine distal. La compréhension des déformations de la partie distale, des marges est pourtant cruciale dans la réévaluation des concepts de formation des prismes orogéniques.

Pour conclure, connaître la structure, les dimensions, la rhéologie, la thermicité des anciens domaines de rift représente un enjeu majeur pour la construction des modèles géodynamiques et cinématiques ainsi que pour la compréhension de la formation des chaînes de montagnes.

1.2. Collision et orogénèse

1.2.1. Définition et marqueurs de la collision

Si l'on se réfère à la définition générale donnée par Renard et al. (2015), la collision peut être définie comme « le terme ultime de l'évolution d'un système convergent » et « la mise en contact de deux continents séparés initialement par un océan ». Cette définition s'applique à de nombreux orogènes de collision dont la formation fait suite à la fermeture d'un large domaine océanique, par exemple lors de la subduction de l'Océan Neotéthys qui précède la collision en Himalaya (O'Brien, 2000). Dans ce cas, la subduction initiale s'accompagne de la formation d'un prisme d'accrétion océanique et d'un métamorphisme de haute-pression affectant les unités de la croûte océanique et partie de sa couverture sédimentaire (Fig. 3A). La période de subduction, se caractérise par une vitesse de convergence élevée entre la plaque supérieure et la plaque inférieure (Fig. 3A). Des vitesses de plus de 10cm/an ont par exemple été reconstituées pour la subduction Himalayenne (Patriat and Achache, 1984). Le continent lui-même peut être subduit et enfoui rapidement selon un gradient froid à des profondeurs sous crustale de plus de 80 km suivi d'une exhumation très rapide, 5 km/myr dans le cas de l'Himalaya par exemple (de Sigoyer et al., 2000). Cette phase dite de subduction continentale implique des unités de croûte continentale et représente donc une variation vis à vis de la définition de la collision fondée uniquement sur la nature du matériel « subducté » mais les processus à l'œuvre ainsi que les vitesses de convergence restent similaires à ceux décrits pour la période de subduction (Fig. 3B). La collision à proprement parler est classiquement définie par la présence dans les roches de HP d'un métamorphisme de type Barrovien (MP-MT). Ce métamorphisme témoigne du début de l'épaississement crustal (de Sigoyer et al., 2000). La collision continentale se traduit aussi par une diminution des vitesses de convergence, en comparaison de celles reconstituée pour les périodes de subduction (Fig. 3C). Dans le cas de l'Himalaya par exemple la vitesse de convergence diminue pour atteindre 4,5cm/an (Patriat and Achache, 1984). Cette diminution de la vitesse de convergence s'explique par le couplage plus important entre les deux plaques continentales. Cette diminution des vitesses s'observe aussi bien en Himalaya (Copley et al., 2010) qu'en Méditerranée (Jolivet and Faccenna, 2000).

Certains orogènes de collision font suite à une période d'extension n'ayant pas conduit à l'ouverture d'un large océan. Dans ce cas, il n'y a pas de matériel océanique impliqué et la croûte continentale ou transitionnelle de la marge distale est impliquée dès les premiers stades de la convergence. C'est ce genre de configuration que l'on retrouve dans les Pyrénées par exemple. En un sens la définition de collision dans le cadre de chaîne de montagne intra-continentale est donc moins ambiguë.

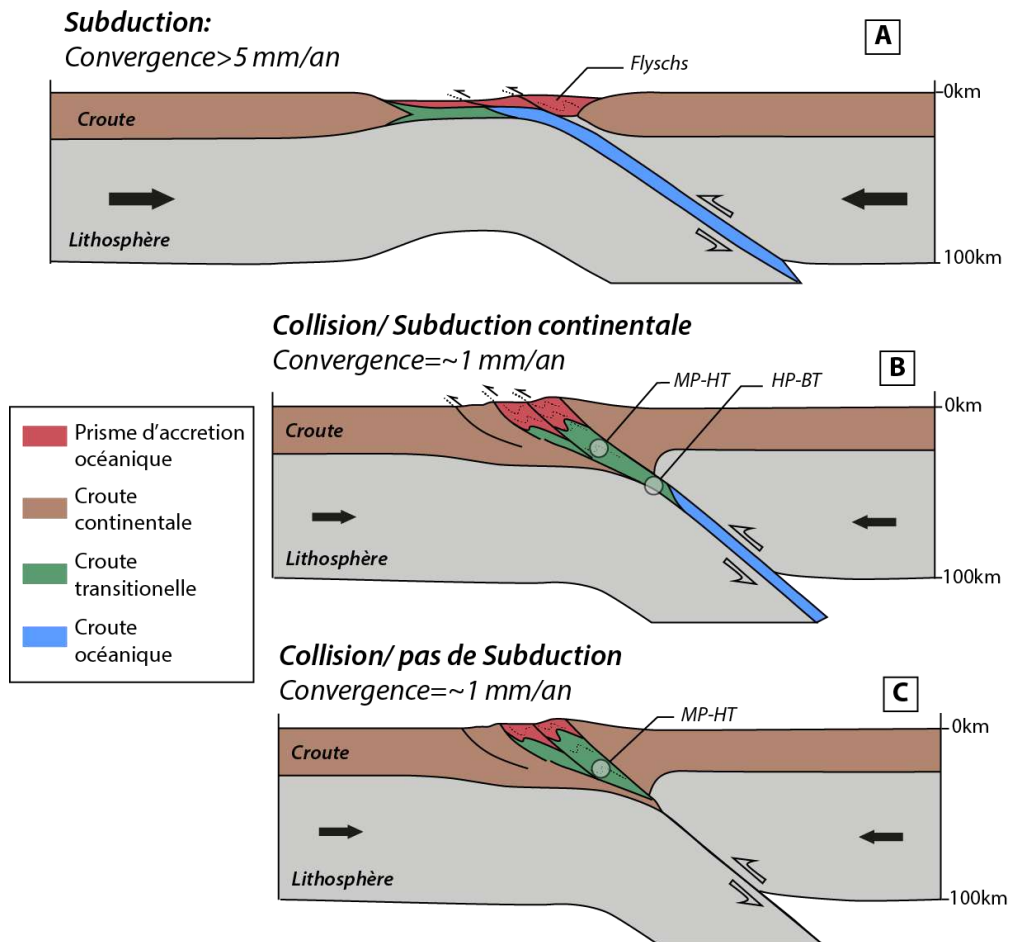


Figure 3: (A): Schéma de marges convergentes en contexte de subduction océanique classique caractérisé par la formation d'un prisme de subduction constitué de flyschs déposés sur la croûte océanique ou transitionnelle et des vitesses de convergence élevées ; (B): contexte collisionnel, avec subduction continentale, vitesse de convergence plus faible car la collision est à un stade avancé, métamorphisme de HP-BT et MP-HT ; (C): collision continentale sans subduction, vitesse de convergence faible, uniquement présence de métamorphisme de MP-HT.

Ces stades initiaux d'accrétion continentale, sont difficiles à décrire car rarement préservés. Dans quelques cas néanmoins où ces stades précoces sont soit fossilisés (Pyrénées) ou actif (Taiwan), ces premiers stades de collision sont bien préservés dans la structure, ou observable dans l'évolution thermique des unités associées à la marge (e.g. Vacherat et al., 2014 ; Mesalles et al., 2014). Cette phase initiale se caractérise par une collision « douce » pendant laquelle l'exhumation est lente et l'évolution tectonique sous-marine. L'accrétion se caractérise par la déformation de dépôts profonds, souvent turbiditiques, de faciès flysch. Cette phase contraste avec la phase de collision dite « forte » qui se traduit en surface par la formation de relief, une accélération de l'exhumation et la formation de bassins d'avant pays. Ces sédiments syn-orogéniques peuvent par la suite être incorporés et déformés à leur tour dans le prisme orogénique, suite à la propagation de la déformation vers les zones externes.

1.2.2. Orogène de collision vs orogène de subduction

Royden (1993), Faccenna et al. (2011) et Royden et Faccenna (2018), définissent deux grands types d'orogènes. Les orogènes de subduction et les orogènes de collision (Fig. 4). Les orogènes de collision, résultent de la convergence entre deux masses continentales peu denses. Dans ce cas, la vitesse d'avancé du front de subduction est plus faible que la vitesse de convergence formant un prisme à double vergence (Fig. 4). Ces orogènes se caractérisent entre autres, par des directions de raccourcissement similaires aux directions de convergence, des épaisseurs crustales et des reliefs importants ainsi que des taux d'érosion élevés. Au contraire, dans le cas des orogènes de subduction, le moteur principal est la dynamique du panneau plongeant. Dans ce cas, la vitesse de propagation du front de déformation est plus rapide que la vitesse de convergence ce qui entraîne de l'extension dans la plaque supérieure et de la compression dans la plaque inférieure. Dans, les orogènes de subduction les directions de déformation sont souvent obliques par rapport aux directions de convergence et les reliefs moins importants. Concernant le métamorphisme, les orogènes de collision sont généralement caractérisées par la prédominance des paragenèses de haute température. Quand les paragenèses de HP sont présentes leur exhumation est souvent antérieure à la collision.

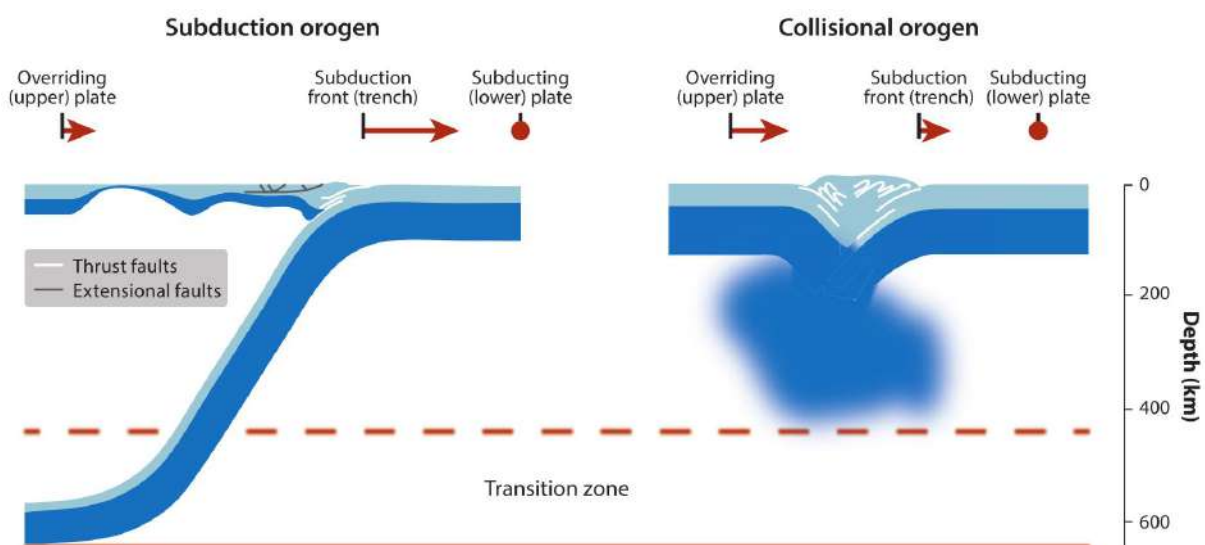


Figure 4: Illustration des deux principaux types d'orogènes. Les orogènes de subduction se forment en lien à un slab océanique suffisamment développé tandis que les orogènes de collision résultent de la collision entre deux masses continentales peu denses sans subduction majeures (Royden and Faccenna., 2018)

Le domaine méditerranéen se caractérise depuis la fin du Cénozoïque par de nombreuses orogènes de type subduction (Royden and Faccenna, 2018). La formation des chaînes Bétiques et du Rif en lien avec l'ouverture du bassin d'Alboran dans la plaque supérieure en sont deux manifestations

majeures. Bien que la période récente soit dominée par une orogénèse de type subduction, la fermeture du domaine ouest téthysien en lien avec la convergence Afrique-Eurasie a pu entraîner un épisode de collision entre blocs continentaux.

1.3. Comment dater l'initiation de la collision ?

1.3.1. Géochronologie des roches métamorphiques

En plus de déterminer les conditions de pression et de température des assemblages métamorphiques, déterminer l'âge de ces minéraux néoformés permet d'apporter des contraintes temporelles à l'histoire d'enfouissement et d'exhumation de ces roches. Parmi les systèmes géochronologiques les plus utilisés, on peut citer les systèmes: Ar-Ar sur phengite (Augier et al., 2005a), U-Pb sur zircon métamorphiques (Duchêne et al., 1997 ; Rubatto et al., 1998 ; Zhang et al., 2007), Lu-Hf et Sm-Nd sur grenat (Anczkiewicz et al., 2004; Kylander-Clark et al., 2007) ou Rb-Sr sur minéraux multiples (e.g. Kirchner et al., 2016). Un âge minimum du début de la collision peut être obtenu en datant le pic de métamorphisme de HP-BT (de Sigoyer et al., 2000). Les différents systèmes géochronologiques ayant des températures de fermetures variables, il est possible en utilisant plusieurs méthodes de datation sur une même unité de contraindre le calendrier des différents stades d'exhumation et d'en déduire des vitesses d'exhumation (de Sigoyer et al., 2000).

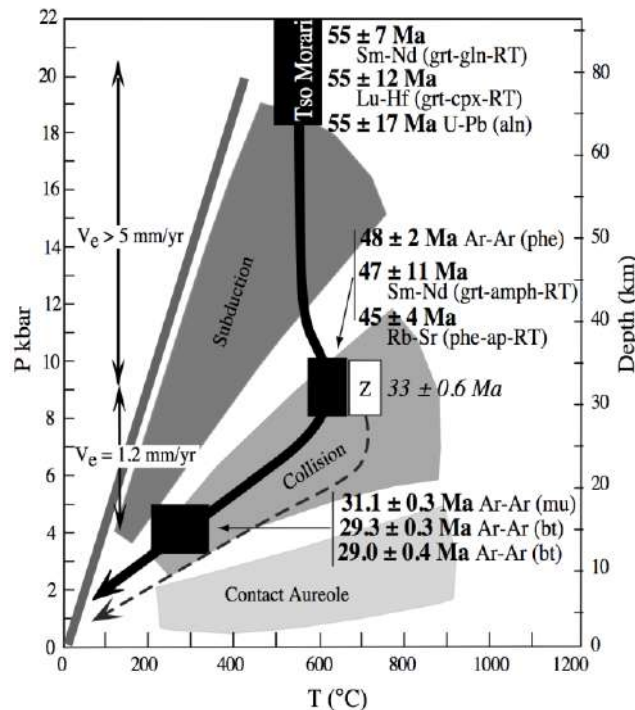


Figure 5: Chemin pression-température-temps pour l'unité écolitique de Tso Morari (en noir) et pour les unités cristallines du haut Hymalaya (boîte Z et chemin pointillé)(de Sigoyer et al., 2000).

Le contexte de subduction continentale se caractérise souvent par l'exhumation rapide 5 km/Ma des roches depuis des profondeurs de l'ordre de 60-80km à des profondeurs de 30km environ (de Sigoyer et al., 2000). En contexte de collision, les vitesses d'exhumation sont moins importantes. Avec des vitesses de l'ordre de 0,3 km/Ma dans les Pyrénées par exemple (Filleaudeau, 2011) et de l'ordre de 1,2 km/Ma dans en Himalaya (de Sigoyer et al., 2002) (Fig. 5). Le calcul des vitesses d'exhumation constitue donc aussi un proxy pour déterminer le début de la collision.

1.3.2. Evolution sédimentaire de l'avant-pays

L'âge de la collision peut être déduit de l'âge des premiers sédiments syn-orogéniques, associés à l'érosion des reliefs et à l'exhumation des zones internes métamorphiques (Fig 4).

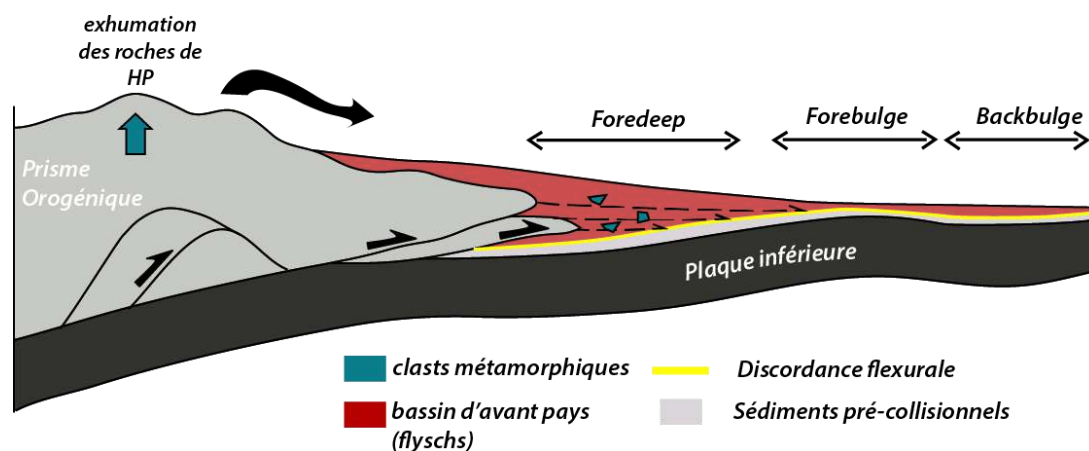


Figure 6: Relation entre collision continentale et exhumation des zones internes métamorphiques, flexure de la plaque inférieure et dépôts de sédiments syn-orogéniques dans le bassin d'avant pays (d'après DeCelles and Giles, 1996).

L'évolution sédimentaire des bassins d'avant-pays, lesquels enregistrent les débuts de la flexure continentale donne une indication sur l'âge de la collision. En effet, ce bassin résulte de la flexure de la plaque inférieure sous l'effet de la charge orogénique (Fig. 6). L'âge des premiers sédiments discordants à la base du bassin nous informe sur l'âge de la collision. La séquence stratigraphique dans les bassins débute typiquement par des dépôts de séries turbiditiques. Ce type d'évolution est un indicateur de l'épaississement crustal et s'observe par exemple, dans l'avant pays sud-Pyrénéen (Puigdefàbregas et al., 1992) mais aussi dans les Cordillères Bétiques (Lonergan, 1993 ; Martín-Martín et al., 1997). Il est aussi possible de dater la fermeture du bassin océanique en étudiant l'âge des sédiments remobilisés depuis la plaque supérieure et déposés sur la plaque inférieure. Cette approche permet de fixer l'âge minimum du début de la collision. L'identification de la source peut se faire par le biais de datations U-Pb sur zircons détritiques (Koshnaw et al., 2018) ou selon la pétrographie de ces sédiments (Garzanti et al., 1987).

1.3.3. Thermochronologie basse-température

La thermochronologie basse-température appliquée aux roches sédimentaires ou aux roches cristallines de la croûte continentale constitue un outil puissant pour dater le début de la collision. De façon simplifiée, ces méthodes permettent de reconstituer l'évolution thermique des roches au cours du temps dans un intervalle de température qui correspond à des profondeurs crustales typiquement inférieures à 20 km.

L'âge du début du refroidissement des roches continentales permet de contraindre 1) le début de l'exhumation syn-collisionnelle rapide lorsque les unités crustales sont exhumées en compression et associés à l'érosion de surface (Fitzgerald et al., 1993, 1999 ; Okay et al., 2010 ; Kirstein et al., 2010 ; Mouthereau et al., 2014 ; Vacherat et al., 2016). Ces méthodes sont désormais utilisées dans de nombreuses études notamment grâce à l'amélioration des méthodes analytiques. Cette approche renseigne essentiellement sur les stades les plus avancés de la collision lors de la déformation des parties moins amincies de la marge continentale.

L'étude des tout premiers stades de l'accrétion continentale nécessite par conséquent une approche différente. Pour cela, une méthode consiste à étudier l'évolution temps-température des sédiments syn-rift à post-rift en position distale sur la marge distale. L'application des méthodes de thermochronologie basse température à ces sédiments est efficace pour dater les événements précoces d'inversion des marges distales. Ces événements sont fortement contrôlés par la structure et la thermicité de la lithosphère, elles-mêmes héritées du rifting (Mouthereau and Lacombe 2006 ; Masini et al., 2011 ; Mohn et al., 2012 ; McIntosh et al., 2013 ; Mouthereau et al., 2014). La connaissance de l'évolution temps température du domaine distal de la marge permet de savoir comment et quand se déforme ce domaine. Je présente ci-après deux exemples de ce type d'étude.

La chaîne de Taiwan représente une chaîne de collision particulièrement adaptée pour étudier ces processus d'initiation de la collision. On peut observer à Taiwan le long d'un transect Nord-Sud, la transition depuis la subduction océanique, en mer à un stade de collision mature au cœur de l'île. Dans la partie sud de l'île, en position intermédiaire on observe les stades précoces de prisme d'accrétion continentale, et donc de la collision. Au Sud de l'île, à la transition entre croûte océanique et croûte continentale (Fig. 7), l'inversion en cours de la partie distale de la marge de la Mer de Chine (transect A, Fig. 7) donne lieu à la formation d'un prisme orogénique, sous-marin dans un cas et émergé dans le second. Dans ce contexte, l'étude de Mesalles et al. (2014), à partir de données traces de fission sur zircon (ZFT) et traces de fissions sur apatites (AFT) tirées de sédiments turbiditiques post-rift déposés sur la marge distale de la Mer de Chine du Sud, a permis de proposer un âge de 7Ma pour le début de la collision dans la partie Sud de l'île. Cet âge a été interprété comme

l'âge du début de refroidissement dans le premier prisme d'accrétion continentale lors du sous-charriage de la plaque inférieure (Mesalles et al., 2014).

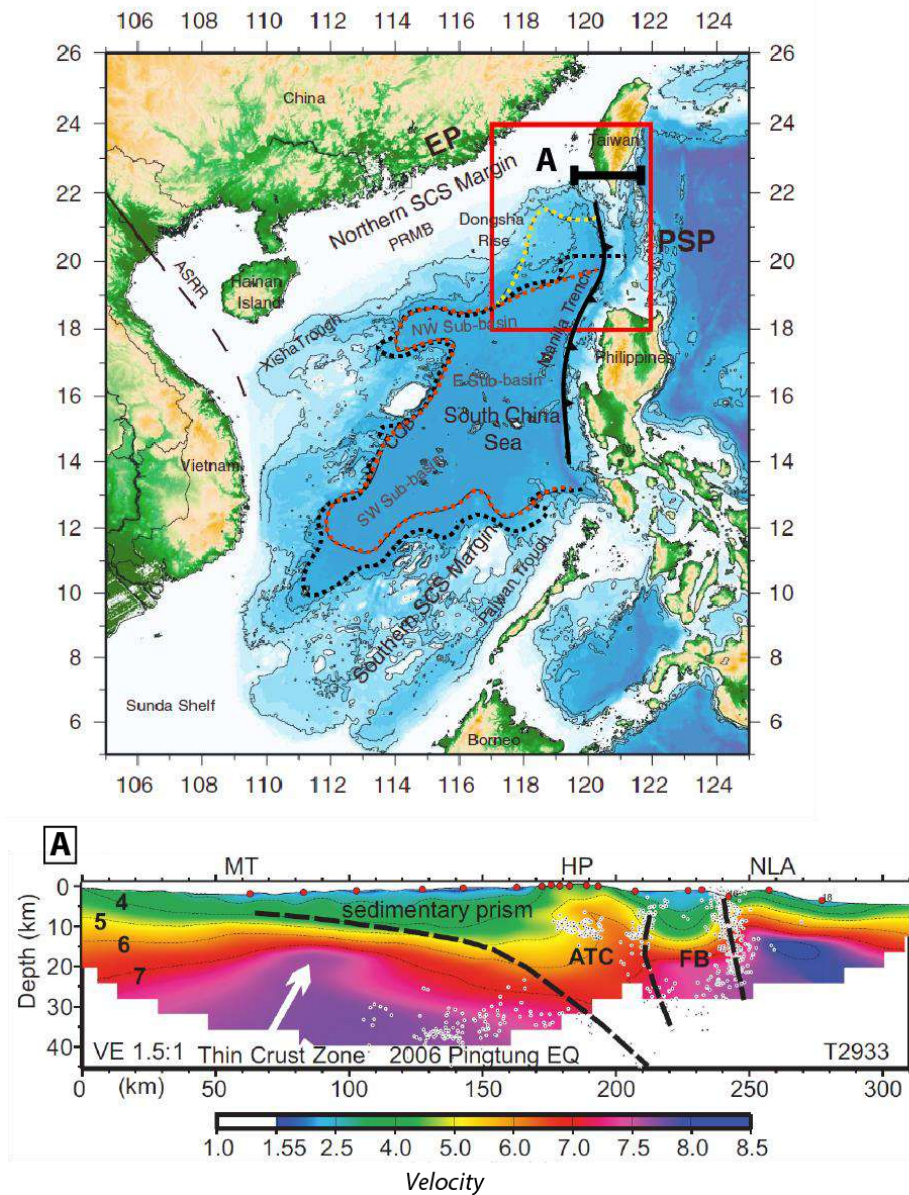


Figure 7: Carte géologique régionale de la Mer de Chine du Sud. L'encadré rouge indique la position de la zone de transition entre subduction océanique dans la partie Sud et accrétion continentale dans la partie Nord. Les lignes pointillées oranges jaunes et noirs représentent respectivement la transition croûte continentale/croûte océanique (COT) d'après (Briais et al., 1993 ; Hsu et al., 2004 ; Liu et al., 2018). Carte modifiée d'après Lester et al., 2014.. Le profil tomographique A (McIntosh et al., 2013) est localisé par le trait noir au Sud de Taiwan. **MT**: Manilla trench ; **HP**: Hengchun Peninsula ; **NLA**: North Luzon Arc ; **ATC**: accreted transitional crust ; **FB**: forearc block.

Dans les Pyrénées les sédiments syn-extension sont préservés et associés à une anomalie thermique en lien avec l'exhumation de manteau (Vielzeuf et Kornprobst, 1984; Lagabrielle et Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012). Contraindre leur histoire temps-température revient à contraindre l'évolution thermique au travers de l'ensemble du cycle

orogénique. Les études thermochronologiques de Vacherat et al. (2014) sur les sédiments Albo-Cénomaniens de la marge Nord-Pyrénéenne ont permis de montrer que la déformation de la marge distale se caractérisait par une longue période dans des conditions isothermales (Fig. 8). Cette évolution thermique est expliquée par le fait que 1) la marge préserve son régime thermique de l'hyper-amincissement hérité du Crétacé inférieur et 2) que les premiers stades de l'inversion sont associées à l'enfouissement, sous les sédiments syn-orogéniques. L'exhumation rapide de la Zone Axiale des Pyrénées débute vers 50 Ma (Vacherat et al., 2014 ; 2016). Il existe donc un décalage temporel d'environ 30Ma entre le début de la convergence Ibérie-Europe dans la marge hyper-amincie et le début de l'exhumation rapide liée à la déformation des parties proximales des marges Ibériques et Européennes.

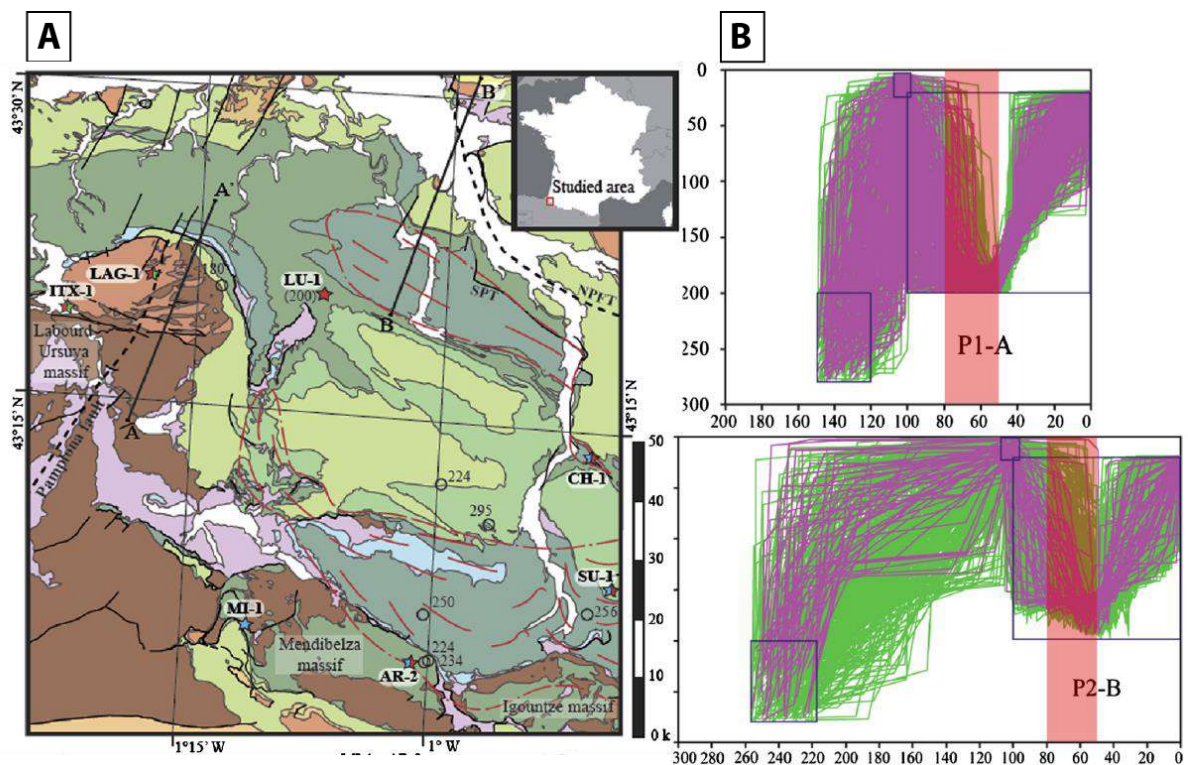


Figure 8: (A): Localisation, des échantillons prélevés par Vacherat et al., 2014 dans le bassin de Mauléon (B): modélisation temps-température des données trace de fission et (U-Th)He sur zircon réalisées avec le logiciel HeFTy. En vert sont représentés les chemins « acceptables » et en violet les chemins considérés comme « bons ». La zone marquée en rouge (80-50Ma) correspond à la période d'inversion en contexte « chaud » de la marge distale avant le refroidissement rapide lié à la déformation de la marge proximale moins amincie. Les encadrés représentent les contraintes en temps et en température utilisées pour ces modélisations.

1.4. Questions et problématiques

A travers les études présentées ci-dessus réalisée à Taiwan et dans les Pyrénées, on constate que les méthodes de thermochronologie basse température ont permis de mieux comprendre l'évolution thermique des domaines de marge distale pendant les premiers stades d'accrétion.

Les cordillères des Bétiques et du Rif, au Sud de l'Ibérie et au Nord du Maroc se sont formées dans le contexte de convergence générale entre l'Europe et l'Afrique et d'extension arrière arc associé au retrait du slab téthysien. La configuration des marges ibérique et africaine au moment des premiers stades de la collision ainsi que l'ampleur et le timing des déformations pendant le Cénozoïque sont encore largement discutés. Une étude de thermochronologie basse température du type de celles conduites par Vacherat et al. (2014) et Mesalles et al. (2014) permettrait d'apporter des éléments

Pour cela, plusieurs questions générales à l'ensemble de la thèse peuvent être avancées:

- ❖ **Quelles contraintes géodynamiques et paléogéographiques peuvent être apportées par l'étude des unités de Flyschs ?**
- ❖ **Quels sont les processus qui ont conduit au passage d'un orogène de collision à un orogène de subduction dans les Cordillères Bétiques ?**
- ❖ **Quelle est la place des mouvements décrochants et des déplacements latéraux des différentes unités de l'extrême ouest téthysien depuis le Mésozoïque ?**
- ❖ **Quelle était la nature du domaine à la limite de plaque entre Afrique et Eurasie ?**

clés à la compréhension de l'évolution géodynamique de la région et des processus à l'œuvre lors des premiers stades de la collision.

Dans le but de contraindre le calendrier tectonique des Cordillères Bétiques, nous avons donc appliqué des méthodes de thermochronologie basse température aux sédiments turbiditiques de type flyschs déposés entre les plaques Afrique et l'Europe au Mésozoïque et au Cénozoïque. Ces sédiments déposés dans des contextes géodynamiques très différents sont aujourd'hui préservés dans les cordillères des Bétiques et du Rif. L'étude de ces séries sédimentaires permet de contraindre l'histoire de la chaîne depuis les stades pré-orogéniques jusqu'à la collision et l'évolution récente des reliefs.

Pour contraindre la géodynamique et la paléogéographie de la Téthys depuis le Mésozoïque, nous avons complété l'étude de thermochronologie basse température par des datations uranium (U) plomb (Pb) sur zircon (Zr) sur plusieurs échantillons des flyschs Mésozoïques et Cénozoïques. L'analyse des répartitions d'âge des zircons détritiques contenus dans ces flyschs permet de contraindre la localisation des sources sédimentaires ou magmatiques à l'origine de ces flyschs.

Les objectifs de cette étude sont donc de contraindre l'évolution de la frontière de plaque entre l'Europe et l'Afrique à la transition entre la Téthys alpine et l'Atlantique depuis le Mésozoïque grâce à l'utilisation de méthode de thermochronologie basse température. Un autre enjeu majeur de ce

travail de thèse est de discuter de la position des flyschs en se basant sur des datations U/Pb sur zircon. Ce qui nous a permis de préciser les reconstructions paléogéographiques dans ce domaine clef de la Méditerranée occidentale.

Les Chapitres 1 et 2 de ce manuscrit présentent la problématique générale dans lequel s'inscrit cette étude et pose les grandes questions irrésolues concernant le cadre géologique des Cordillères Bétiques et géodynamique de la Méditerranée. Plus largement, le Chapitre 2 décrit l'évolution géodynamique de cette région et de la transition Océan Atlantique-Téthys occidentale depuis le Paléozoïque et le Mésozoïque.

Le Chapitre 3 est consacré aux méthodes analytiques utilisées pendant cette thèse. J'y décris dans un premiers temps les méthodes trace de fission (AFT) et (U-Th-Sm)He sur apatite (AHe) puis les principes généraux de la méthode de datation U-Pb sur zircon et son application au domaine détritique.

Le Chapitre 4 partie se présente sous la forme d'un article soumis à la revue Earth Science Reviews. Cette partie traite de l'évolution thermique des Unités de Flyschs et du calendrier tectonique des Bétiques ainsi que des contraintes apportées par les données de thermochronologie basse température sur l'évolution géodynamique de la région.

Le Chapitre 5 de ce manuscrit aborde les datations U-Pb sur zircons et la problématique de la provenance des flyschs. Cette partie s'intéresse plus spécifiquement à l'aspect paléogéographique. Sur la base de datations U-Pb sur zircons et d'une compilation des données existantes dans la littérature elle permet de discuter de la paléogéographie de la région depuis le Crétacé inférieur.

Enfin, dans un dernier de conclusion (Chapitre 6), je reprends les questions posées en introduction et résume les principaux résultats obtenus et les pistes de réflexion ouverte par ce travail, en proposant notamment une reconstruction à l'échelle lithosphérique de la région de l'Arc de Gibraltar.

Chapitre 2: Contexte géologique et géodynamique

1. Les Cordillères Bétiques dans le contexte de l'ouverture de la Méditerranée occidentale

1.1. Cadre géodynamique régional

La formation du bassin ouest-méditerranéen est le résultat du retrait de la lithosphère océanique téthysienne depuis l'Oligocène (30-35Ma) la réorganisation de la frontière de plaque entre l'Ibérie et l'Eurasie (Jolivet et al., 2000 ; Faccenna et al., 2014). A l'Est, l'extension arrière arc à entrainer la formation de croûte océanique tandis que le substratum du bassin d'Alboran est formé par de la croûte continentale amincie (Fig. 1). La structure crustale au niveau de l'arc sera décrite plus en détail par la suite. Au Sud, le continent africain se caractérise par les chaînes du Rif, des Kabyliques et de l'Atlas. Au Nord, se trouve la plaque Ibérique et les cordillères des Bétiques qui forment avec le Rif l'arc de Gibraltar. Au Nord se trouve le massif Ibérique, séparé des Bétiques par le bassin d'avant pays du Guadalquivir (Fig. 1).

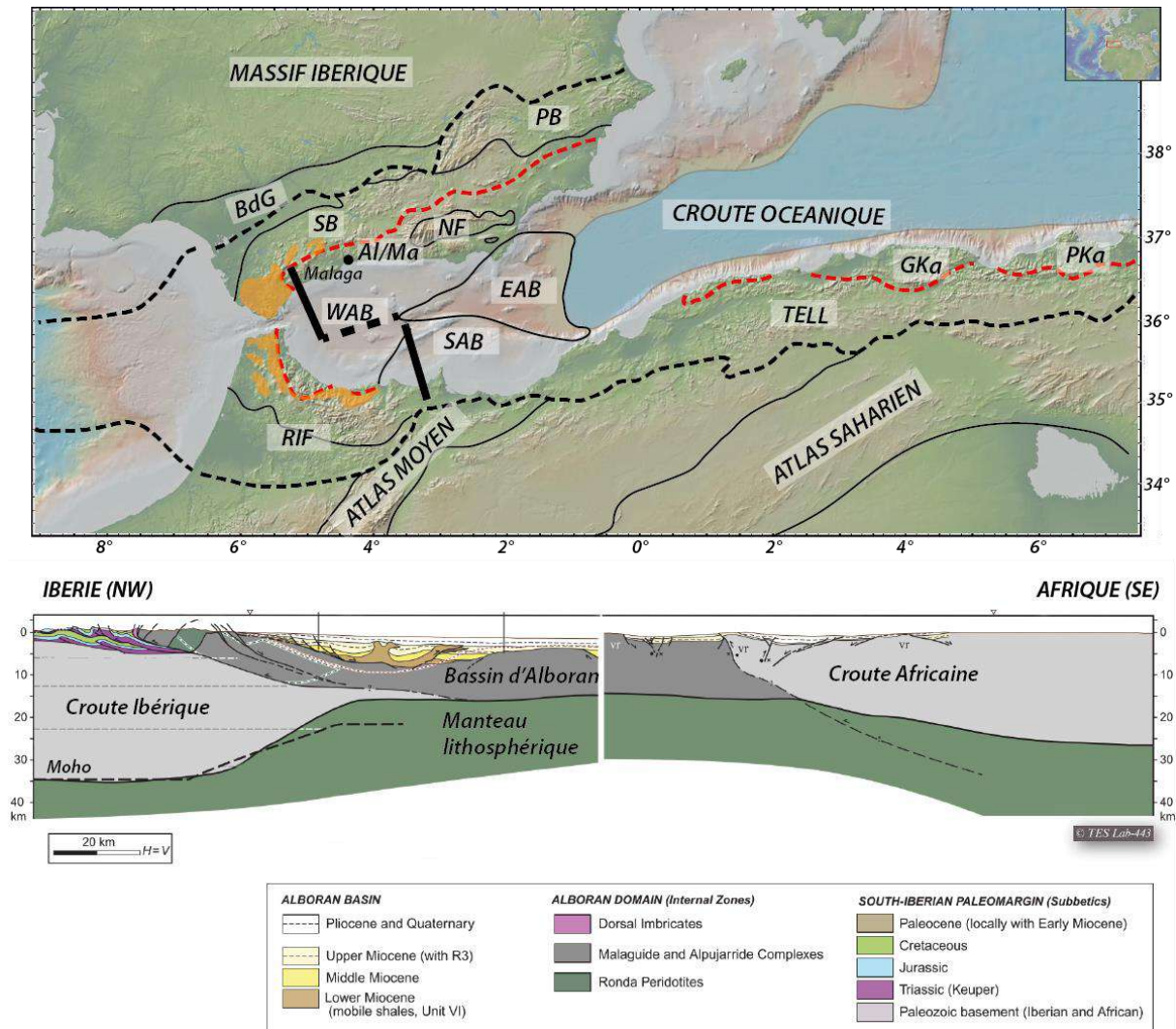


Figure 1: Carte des principaux domaines morpho/tectoniques qui constitue la terminaison occidentale de la Méditerranée et coupe structurale NO-SE à travers les Bétiques, le bassin d'Alboran et le Rif (d'après Flinch and Soto., 2017). La localisation de la coupe est indiquée par un trait noir épais sur la carte ; pointillés noirs: front de déformation ; pointillés rouges: limite zones internes/zones externes ; en orange: unité des Flyschs dans les Bétiques et le Rif. SAB: Bassin d'Alboran Sud; WAB: Bassin d'Alboran Ouest; EAB: Bassin d'Alboran Est ; Al, Ma, NF: respectivement Alpujarrides, Malaguides et Névalo-Filabrides ; GKa, PKa: grande et petite Kabylies; SB, PB: respectivement Subbétiques et Prébétiques ; BdG: Bassin du Guadalquivir (modifié d'après DoCouto et al., 2016 et Gomez de la Peña et al., 2018).

1.2. Cinématique de l'Ibérie depuis le Mésozoïque

L'ouverture du bassin Ouest-méditerranéen au Néogène s'est faite dans le contexte de la convergence entre l'Afrique et l'Europe qui a débuté au Santonien (84Ma) (Rosenbaum et al., 2002). Le déplacement des plaques Afrique et Europe est assez bien contraint grâce notamment aux anomalies magnétiques de l'Océan Atlantique (Müller et al., 2016 ; Seton et al., 2012). La position de l'Ibérie en revanche est plus controversée (Olivet., 1996 ; Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009 ; Vissers and Meijers., 2012 ; Vissers and van Hinsbergen, 2016). Les incertitudes sur la position de la

plaque ibérique concernent à la fois sa position au début de l'accrétion océanique en Atlantique Nord mais aussi son déplacement pendant le superchron normal du Crétacé (120-84Ma) (Fig. 2).

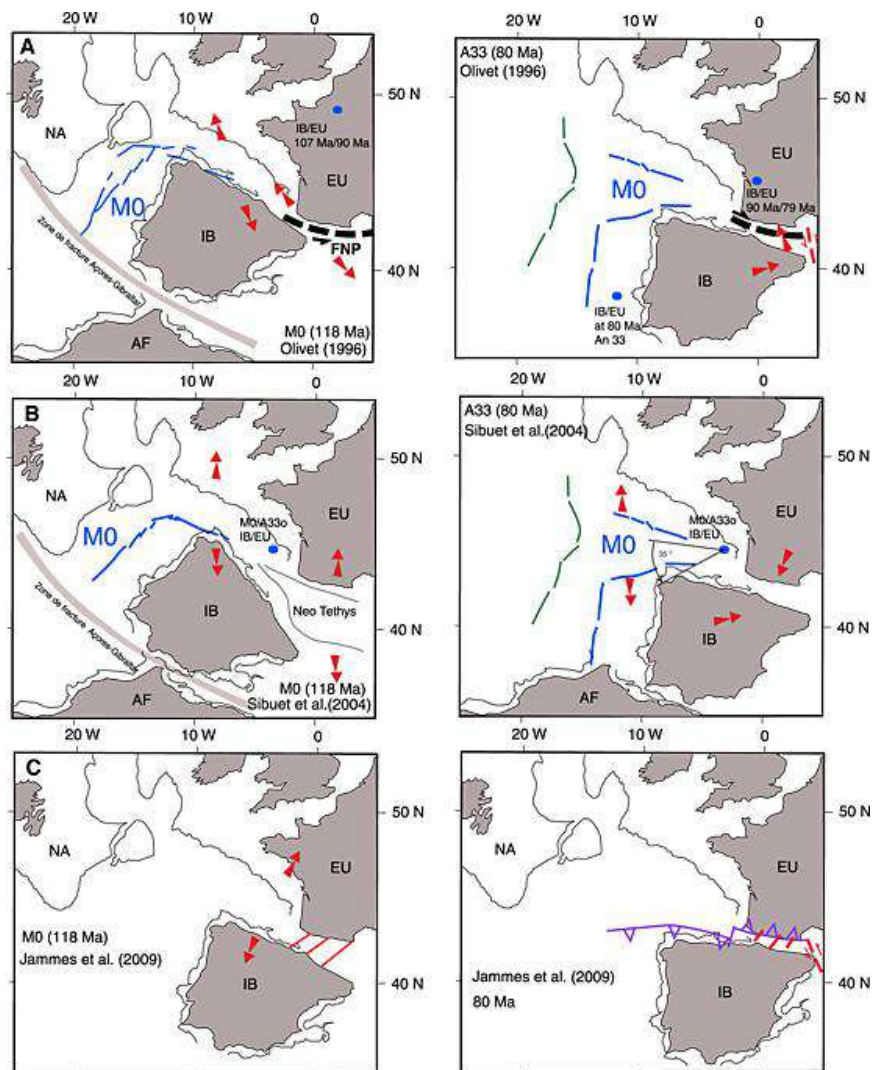


Figure 2: Différentes reconstructions cinématiques montrant la position de l'Ibérie pendant le Crétacé inférieur (Anomalie M0: ~118Ma) et au moment du début de la convergence Afrique-Europe au Crétacé supérieur. A: modèle d'Olivet (1996) ; B: modèle de Sibuet et al., 2004 ; C: modèle de Jammes et al., 2009.

Les discussions sur la position initiale de l'Ibérie reposent essentiellement sur la reconstruction et l'interprétation de l'anomalie magnétique J, interprétée comme marquant le début de l'accrétion océanique (Bronner et al., 2011 ; Tucholke et Sibuet, 2012). Récemment, Nirrengarten et al. (2017) ont de plus montré que l'anomalie J ne correspondait pas à une anomalie magnétique océanique et proposent une reconstruction basée sur la structure actuelle de la marge. La figure 2 représente différents modèles cinématiques de l'Ibérie pendant la période 125-86Ma. Ces modèles se fondent sur différentes interprétations de l'anomalie J ou préférentiellement sur des arguments géologiques. Le modèle d'Olivet (1996) considère que le système de rift pyrénéen a été formé dans un régime

majoritairement transtensif. Le modèle de Sibuet et al. (2004) propose quant à lui une ouverture en ciseaux associé à une océanisation dans le domaine pyrénéen. Pour autant, aucun argument géologique ne vient étayer cette affirmation. Enfin, le modèle de Jammes et al. (2009) propose une ouverture puis une fermeture orthogonale de ces bassins, le mouvement décrochant de l'Ibérie par rapport à l'Europe ayant eu lieu du Jurassique au Crétacé inférieur.

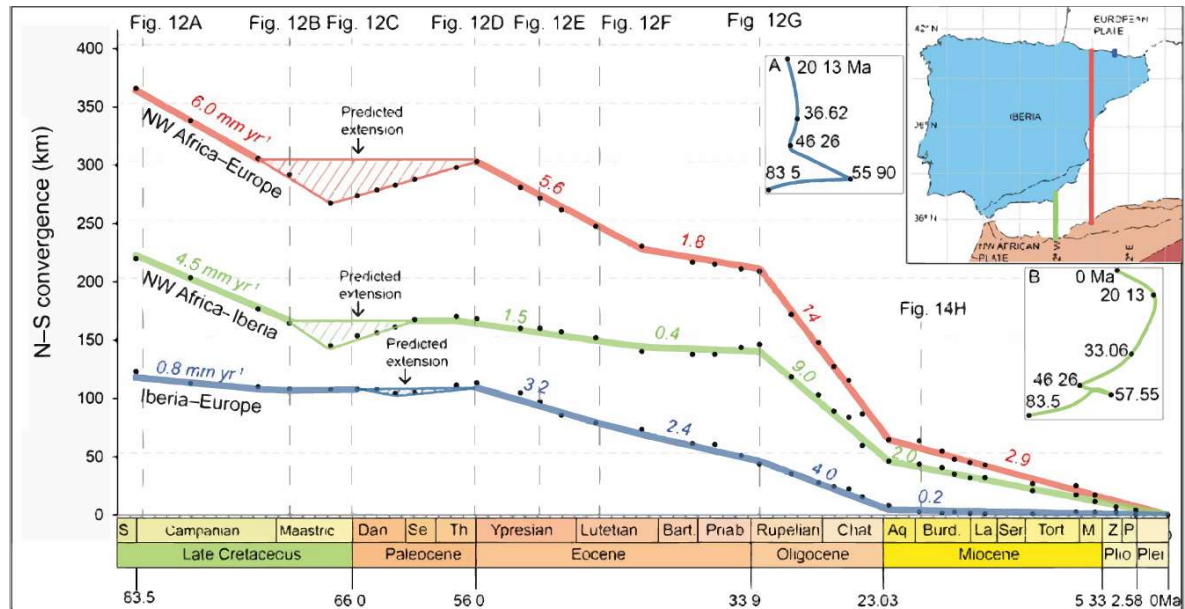


Figure 3: Convergence Nord-Sud entre le Nord-Ouest de l'Afrique et l'Europe (courbe rouge), le Nord-Ouest de l'Afrique et l'Ibérie au niveau des Bétiques (courbe verte) et entre l'Europe et l'Ibérie (courbe bleue) depuis 83,5 Ma (Anomalie 34). Les encadrés A et B montrent les déplacements absolus des Pyrénées centrales et des Bétiques (Macchiavelli et al., 2017).

Mieux contraindre la cinématique de l'Ibérie permet aussi de mieux caractériser la limite de plaque entre l'Afrique et l'Ibérie. Cette limite de plaque est interprétée comme une zone en décrochement senestre, aussi appelée transformante d'Açores-Gibraltar (Olivet et al., 1984 ; Olivet., 1996), active au Jurassique et au Crétacé inférieur (Olivet et al., 1982 dans Bouillin et al 1986). L'activité de ce couloir décrochant ayant donné lieu à la création d'un domaine océanique étroit (Ligurian and Alpine Tethys, découpé par des failles transformantes, orientées NO-SE (Schettino and Turco, 2011 ; Frizon de Lamotte et al., 2011). Une reconstruction récente (Macchiavelli et al., 2017) du déplacement de l'Ibérie révèle, de façon intéressante, que les déformations liées à la convergence entre l'Europe et l'Afrique pendant le Priabonien (Eocène supérieur) sont accommodées à hauteur de 80km dans les Bétiques (Fig. 3).

Il est donc nécessaire pour contraindre l'évolution du domaine correspondant à l'actuelle Méditerranée occidentale de contraindre la cinématique de l'Ibérie. Néanmoins, au-delà des mouvements associés à la cinématique des plaques globales, il est aussi nécessaire en Méditerranée occidentale de tenir compte du mouvement de microplaques continentales, situées entre les plaques

Europe et Afrique (Schettino et Turco, 2011). En effet, on observe en Méditerranée des mouvements latéraux importants, dans une direction perpendiculaire à la direction de convergence. Ces déplacements sont caractéristiques des orogènes de subduction et complexifient les reconstructions géodynamiques. Dans l'état des connaissances actuel, la position des différentes microplaques et sur les quantités de déplacement latéral est discutable.

Dans les reconstructions classiques, l'histoire de la Méditerranée débute avec le rollback du slab entre 35 et 30 Ma qui entraîne la dislocation des unités du bloc d'AlKaPeCa, situé sur la marge européenne. Dans ces reconstructions, la Téthys occidentale et les marges sud-ibérique et nord-africaine sont considérées comme n'ayant pas été affectées par des événements géodynamiques majeurs avant l'Oligocène. Les déformations compressives associées à la convergence entre l'Afrique et l'Europe depuis le Crétacé supérieur sont concentrées au Nord dans la chaîne pyrénéenne (84 Ma) (Mouthereau et al., 2014) et pendant une période allant de l'Eocène à l'Oligocène dans l'Atlas (Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009, 2011), au niveau de la marge africaine (Guardia, 1975 ; Vila, 1980 ; Negro et al., 2007, 2008) et dans le reste de la plaque ibérique (Etheve et al., 2018 ; Rat et al., 2019). (Fig. 4). Ces déformations compressives éo-oligocènes se traduisent notamment par une discordance régionale, reconnue depuis le Nord de l'Afrique jusqu'au Sud de la plaque ibérique (Etheve et al., 2018). Sur cette surface d'érosion se déposent les sédiments de l'Oligocène terminal au Miocène.

D'après les reconstructions cinématiques, la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie a été plus importante à l'est de la Méditerranée qu'au niveau de la connexion avec l'Atlantique centrale (Handy et al., 2010). Les marqueurs de déformations dans les zones internes et externes des Bétiques depuis le Paléogène incitent donc à replacer ces unités plus à l'Est, où la convergence a été plus importante (Sanz de Galdeano et al., 2001 ; Crespo-Blanc et al., 2016). Les travaux de Macchiavelli et al. (2017), qui suggèrent qu'une part importante de la convergence a été accommodée au niveau de la marge sud-ibérique sont compatibles avec un déplacement moins important de ces unités.

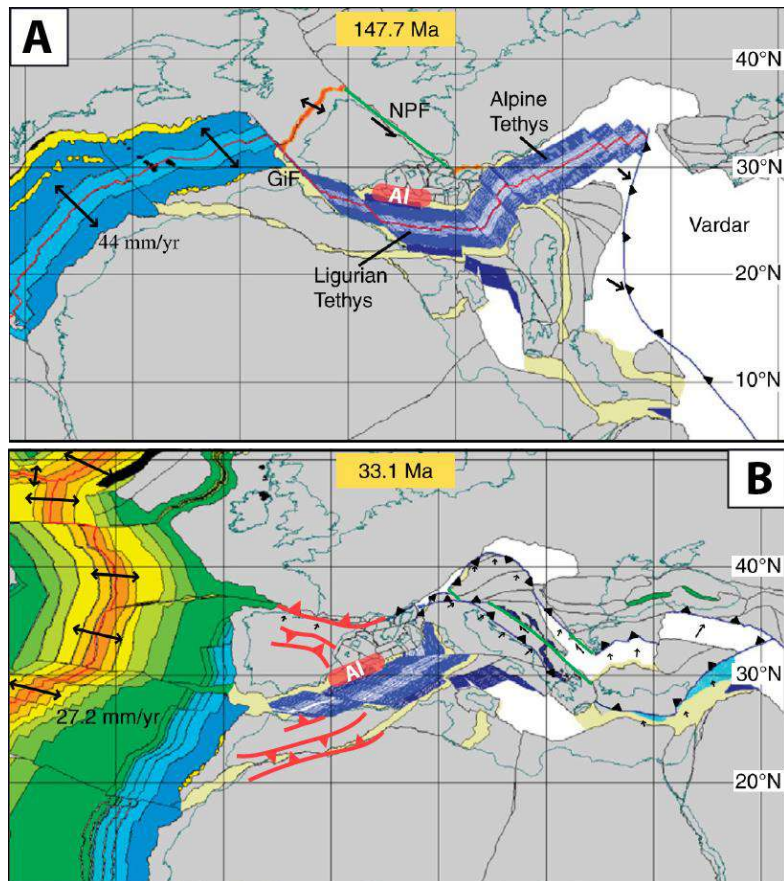


Figure 4: Reconstruction cinématique, de la Néotéthys occidentale, à la transition Jurassique-Crétacé (A) et à l'Eo-Oligocène (B). Al: localisation des unités d'Alboran ; symboles de chevauchements rouges: localisation des déformations compressives (modifié d'après Schettino et Turco, 2011).

Il est donc important de déterminer l'âge des déformations dans les Bétiques depuis le rifting Mésozoïque pour proposer un modèle d'évolution géodynamique réaliste de la Méditerranée occidentale. Les différents modèles géodynamiques existants pour décrire l'ouverture de la Méditerranée occidentale, contraints en grande partie par la structure lithosphérique actuelle, sont décrits ci-après.

1.3. Modèles géodynamiques de formation de la Méditerranée Occidentale

De nombreux modèles visant à expliquer l'ouverture de la Méditerranée occidentale et la formation des chaînes du pourtour méditerranéen ont été proposés suite au modèle fondateur d'Andrieux et al. (1971). Ce modèle fut le premier à mentionner l'existence d'une microplaque continentale, la microplaque d'Alboran, dont la collision avec les plaques Afrique et Ibérie aurait donné lieu à la formation de l'Arc de Gibraltar. Trois grandes familles de modèles ont été depuis proposées pour expliquer la géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis environ 30 Ma (Fig. 5-6-7). Une première famille de modèles (Fig. 5) se fonde sur la migration vers l'ouest d'une sous-partie du bloc

d'AlKaPeCa, le bloc d'Alboran en raison de la convergence entre les plaques Afrique et Europe (Bouillin et al., 1986). Le terme d'AlKaPeCa fut introduit par Bouillin et al. en 1986 pour décrire les unités qui forment aujourd'hui les unités internes des chaînes des Bétiques du Rif, des Kabylies, de Sicile et de Calabre.

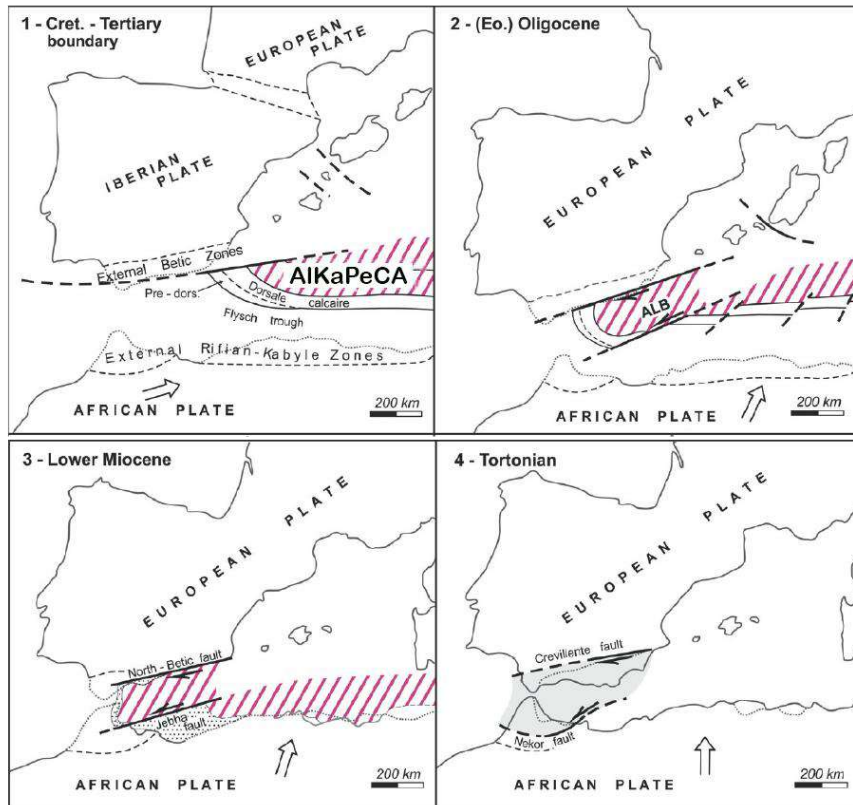


Figure 5: Modèle d'ouverture de la Méditerranée occidentale en lien avec la migration vers l'Ouest du bloc d'Alboran le long de grands dérochements tel que proposé par Bouillin et al. (1986) (d'après Casciello et al., 2015).

La deuxième grande famille de modèles (Fig. 6) explique l'ouverture du bassin Méditerranéen Occidentale par le retrait de la subduction de la Tethys alpine vers le sud, l'est et l'ouest, donnant lieu à une extension importante dans la plaque supérieure.

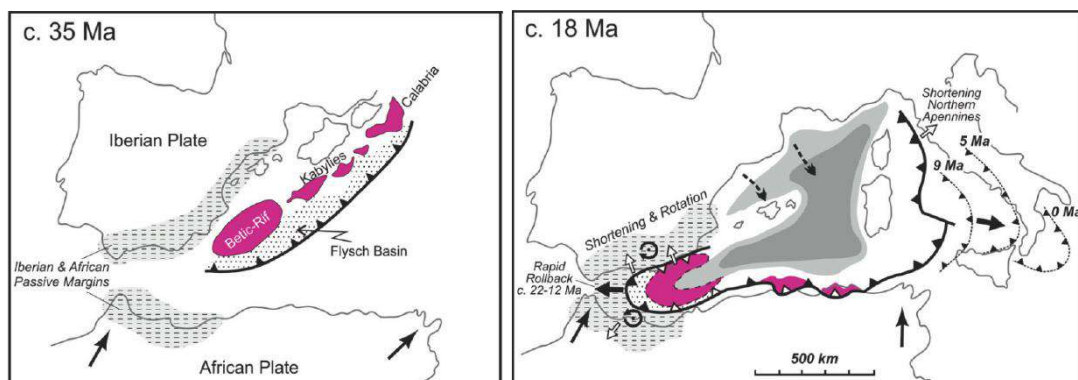


Figure 6: Modèle d'ouverture de la Méditerranée occidentale par retrait de la zone de subduction téthysienne tel que proposé par Lonergan and White (1997) (d'après Casciello et al., 2015).

Ces deux familles de modèles expliquent la formation de l'arc betico-rifain mais aussi des autres chaînes péri-méditerranéennes tel que les Kabylides, ou du Sud de l'Italie (de Jong, 1992 ; Lonergan and White, 1997 ; Jolivet and Faccenna, 2000 ; Spakman and Wortel, 2004 ; Rosenbaum and Lister, 2004 ; Faccenna et al., 2004 ; Booth-Rea et al., 2007 ; van Hinsbergen et al., 2014). Les modèles de retrait de la zone de subduction en Méditerranée Occidentale se fondent à l'origine sur un concept développé pour l'ouverture de la Méditerranée centrale (Malinverno and Ryan, 1986). Ce modèle a ensuite été appuyé par le développement de l'imagerie tomographique sismologique (Spakman and Wortel, 2004 ; Bezada et al., 2013 ; Villaseñor et al., 2015). Des orogènes de subduction sont aussi observés dans d'autres régions du bassin méditerranéen et semblent contrôler la géodynamique à grande échelle de la région (Jolivet et al., 2013 ; Royden and Faccenna, 2018). Les modèles fondés sur le retrait du slab expliquent la géométrie actuelle de l'anomalie de vitesse sous l'arc Bétique-Rif par la combinaison de la déchirure et du détachement du slab lors de son retrait vers l'ouest (Fig. 6). Cette famille de modèles explique aussi l'évolution néogène du magmatisme (Duggen et al., 2005) dans le bassin d'Alboran.

Enfin, le dernier grand groupe de modèles (Fig. 7) ne s'applique qu'à l'ouverture de la mer d'Alboran. Dans ces modèles, l'ouverture de la mer d'Alboran serait le résultat d'un amincissement lithosphérique lié à des processus de délamination de la racine lithosphérique par instabilité gravitaire type Rayleigh-Taylor (Platt and Vissers, 1989) et par le détachement du manteau lithosphérique (Docherty and Banda, 1995 ; Calvert et al., 2000 ; Petit et al., 2015). Le modèle de Platt and Vissers (1989) et de Platt et al. (2013) réconcilient lui aussi un grand nombre d'observations telles que l'évolution P-T des roches métamorphiques, formant le substratum du bassin d'Alboran et notamment le réchauffement lors du trajet rétrograde, le calendrier du métamorphisme de subduction, la structure lithosphérique actuelle et enfin les rotations dans la partie Ouest de l'arc de Gibraltar (Platt et al., 2003a).

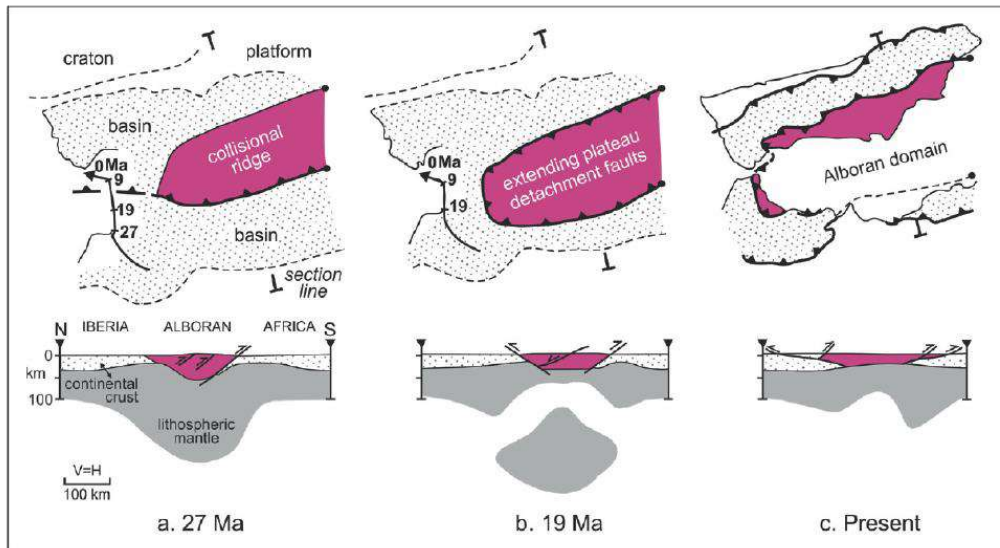


Figure 7: Modèle d'ouverture de la Méditerranée occidentale par délamination de la lithosphère sous une zone de lithosphère épaissie, tel que proposé par Platt and Vissers, 1989 (d'après Casciello et al., 2015).

À ces différents modèles s'ajoutent des modèles moins communément admis comme le modèle de Vergés et Fernandez (2012) (Fig. 8). Dans ce modèle, les auteurs proposent une subduction vers le Sud de la marge ibérique sous la plaque africaine et un retrait de la zone de subduction vers le nord-ouest puis vers l'ouest. La transition avec la subduction téthysienne à vergence sud serait accommodée par une faille transformante, orientée nord-ouest-sud-est. Le modèle de Vergés, contrairement aux trois familles de modèles présentées plus haut, intègre l'évolution géodynamique de la région depuis le Crétacé supérieur.



Figure 8: Modèle d'ouverture de la Méditerranée par retrait vers le Nord-Ouest puis vers l'Ouest de la zone de subduction tel que proposé par Vergés et Fernandez (2012).

D'autres modèles que celui de Vergés et Fernandez (2012) s'intéressent aussi à l'histoire antérieure à l'initiation du roll-back. Ces modèles considèrent une première subduction à vergence sud de la

terminaison occidentale de la Téthys alpine. Cette subduction expliquerait le métamorphisme de haute pression dans les unités d'AlKaPeCa (Michard et al., 2002 ; Leprêtre et al., 2018). A partir de l'Eo-Oligocène, la géodynamique régionale est dominée par la subduction téthysienne à vergence Nord comme dans les modèles proposés par Jolivet et Faccenna en 2000, Jolivet et al. 2006, Jolivet et al. 2008 et par Rosenbaum et al. en 2002.

L'ouverture du bassin méditerranéen est de plus en plus communément expliquée par des modèles associant subduction et rollback du slab téthysien. Certains points majeurs de ces modèles restent néanmoins discutés. Ces zones d'ombres concernent essentiellement le nombre, la vergence et l'âge des subductions. Par association, l'histoire géodynamique de la mer d'Alboran est souvent rattachée à celle de l'ouverture méditerranéenne mais les processus géodynamiques responsables de la formation de l'Arc de Gibraltar et de l'ouverture de la mer d'Alboran sont moins clairs.

Des points moins soulevés dans les reconstructions géodynamiques, car souvent tenus pour acquis, concernent par exemple la nature de la croûte à la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Afrique, toujours considérée comme un domaine océanisé, ou encore la position initiale des unités d'AlKaPeCa avant l'ouverture de la mer d'Alboran. À titre d'exemple, des modèles tels que ceux proposés par Vergés et Fernandez (2012), Gelabert et al. (2002) ou Platt et al. (2013), bien que fondés sur des processus géodynamiques différents, placent les unités d'Alboran assez proches de leur position actuelle (~200-400 km) au début du Miocène. En comparaison, les modèles de van Hinsbergen et al. (2014), et Booth-Rea et al. (2007), parmi d'autres, considèrent eux des déplacements de plus de 600 km.

1.4. Structure profonde dans la région d'Alboran

1.4.1. Structure lithosphérique

La structure profonde sous l'arc de Gibraltar est contrainte grâce aux nombreuses études sismologiques réalisées dans cette région (Spakman and Wortel, 2004 ; Bezada et al., 2013 ; Villaseñor et al., 2015 ; Monna et al., 2015 ; Palomeras et al., 2017). Ces études ont permis d'imager par tomographie des ondes sismiques une anomalie positive de vitesse sous l'arc de Gibraltar. Cette anomalie positive de vitesse suit la courbure de l'arc et plonge presque à la verticale jusqu'à près de 700 km de profondeur (Fig. 9). On interprète généralement cette anomalie comme la trace de la subduction et du retrait associé de la lithosphère océanique téthysienne sous la plaque européenne (Lonergan and White, 1997 ; Faccenna et al., 2004 ; Spakman and Wortel, 2004 ; Jolivet et al., 2009). Bien que la géométrie observée soit compatible avec celle d'un slab, d'autres modèles considèrent cette anomalie comme représentant la lithosphère délaminée, postérieurement à son épaissement pendant l'orogénèse alpine (Platt and Vissers, 1989). Dans la partie Est des Bétiques

et du Rif, l'épaisseur de la croûte diminue fortement. Cette diminution d'épaisseur est due à la délamination et/ou à la déchirure de la lithosphère continentale sous les marges ibériques et africaines, entraînant aussi la perte d'une partie de la croûte inférieure (Turner et al., 2014 ; Mancilla et al., 2015 ; Palomeras et al., 2014, 2017).

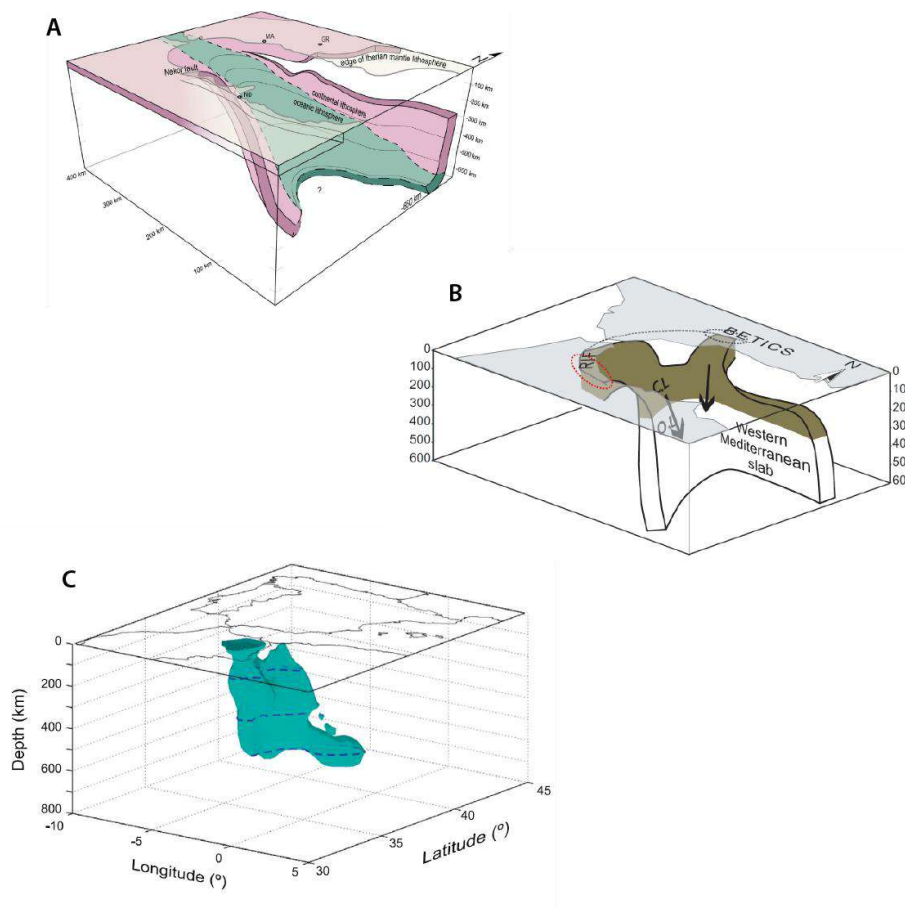


Figure 9: Différentes représentations 3D de l'anomalie positive de vitesse sous la terminaison occidentale de la Méditerranée. A: Schéma tiré de Mancilla et al. (2015) mettant en avant la déchirure de la lithosphère continentale sous la marge Ibérique. B: Représentation simplifiée tirée de Palomeras et al. (2014) montrant le slab toujours attaché à la croûte sous le Rif et sous les Bétiques au niveau de Grenade et la présence d'une fenêtre asthénosphérique. C: Imagerie 3D du slab reconstituée d'après les données de vitesse des ondes P (Bezada et al., 2013).

1.4.2. Magmatisme et volcanisme

Le magmatisme à l'échelle du bassin d'Alboran permet de mieux comprendre les événements géodynamiques profonds qui ont eu lieu dans la zone. Les différents événements magmatiques et volcaniques depuis l'Oligocène à l'actuel sont décrits dans les études de Duggen et al. (2004, 2005) et Lustrino et al., (2011). Brièvement, l'âge du volcanisme calco-alcalin lié à la subduction téthysienne montre un rajeunissement depuis des âges oligocènes (~30Ma) dans le Sud de la France jusqu'à des âges miocènes supérieur (11.5-5.5Ma) dans la région d'Alboran (Fig. 10) voire même Quaternaire en

Calabre. Ces âges sont liés au retrait de la zone de subduction et à la migration d'un arc volcanique (Rosenbaum et al., 2002). Le magmatisme le plus ancien retrouvé est daté de l'Eocène supérieur (~38-30 Ma) (Turner et al., 1999) et se manifeste par l'intrusion de dykes dans la région de Malaga. Ces dykes marqueraient, selon ces auteurs, les premiers stades de l'extension arrière arc dans la région.

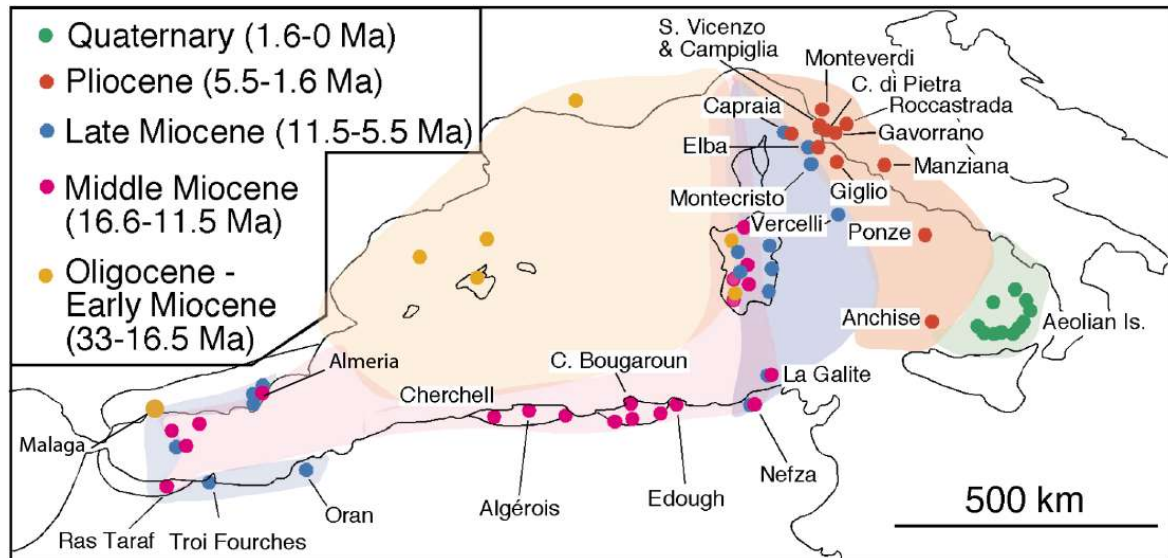


Figure 10: Répartition géographique et âges des différents affleurements de roches volcaniques dans la Méditerranée occidentale (modifié d'après Rosenbaum et al., 2002).

Bien que le magmatisme nous renseigne sur les phénomènes en profondeur, le rôle joué par les processus de délamination ou de déchirure du slab est difficile à évaluer. Ces processus sont tous les deux compatibles avec les phénomènes observés en surface. Duggen et al. (2004, 2005) proposent, d'après l'étude de l'âge et de l'évolution de la géochimie du magmatisme, que l'ouverture du bassin d'Alboran soit le résultat du retrait du slab depuis le Miocène moyen et de la délamination d'une partie du manteau sous-continentale sous la partie sud de l'ibérie et le NO du Maroc.

1.4.3. Structure crustale

1.4.4. Épaisseurs de la croûte

Les épaisseurs crustales dans l'arc de Gibraltar, reconstruites par le biais d'études tomographiques, permettent de distinguer un domaine de croûte épaissie (au niveau de la partie occidentale des Bétiques et du Rif où la croûte atteint des épaisseurs supérieures à 50km), d'un domaine de croûte amincie sous le bassin d'Alboran où la croûte résiduelle ne mesure que 15 à 20 km d'épaisseur (Fig. 11) (Thurner et al., 2014 ; Mancilla et al., 2015; Palomeras et al., 2017)). Cet épaississement crustal est lié aux déformations compressives et au sous-charriage au Miocène inférieur des marges ibérique et africaine, sous les unités internes qui constituent le socle du bassin d'Alboran. Pendant que cet

épaississement avait lieu à la périphérie des unités d'Alboran, les parties les plus internes, quant à elles, ont été soumises à partir de la fin de l'Oligocène à un régime extensif, permettant l'exhumation des zones internes métamorphiques et la formation du bassin d'Alboran.

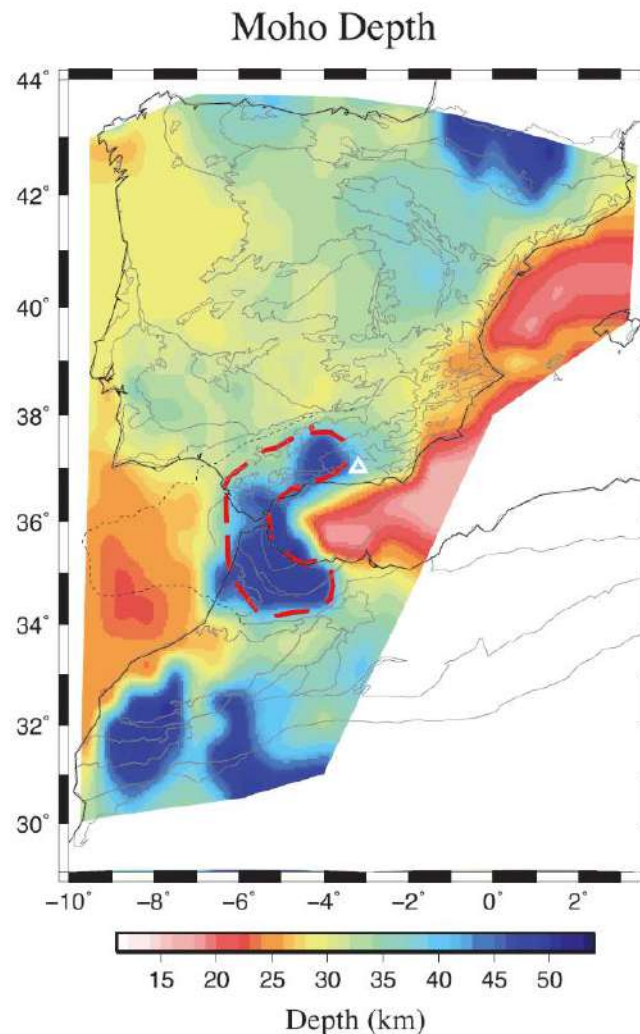


Figure 11: Carte de la profondeur du Moho pour la plaque ibérique et le Nord du Maroc, (Palomeiras et al., 2017). La zone marquée par le pointillé rouge représente la trace de l'anomalie de vitesse à 60 km de profondeur. Le triangle blanc marque la position de la Sierra Nevada.

1.4.5. Soulèvement et topographie

La délamination et le déchirement du slab sous les marges ibérique et marocaine permettent aussi d'expliquer le soulèvement récent qui a affecté les Bétiques depuis le Miocène supérieur. Le soulèvement général des Bétiques est marqué par l'enregistrement sédimentaire des bassins intra-montagneux (Iribarren et al., 2009). Ces bassins enregistrent simultanément d'est en ouest la transition d'une sédimentation marine à continentale autour de 5Ma qui pourrait être reliée à la déchirure du slab au Miocène supérieur (Duggen et al., 2009 ; Mancilla et al., 2015) (Fig. 11 et 12)

En effet, la topographie actuelle des Bétiques et du Rif est hors équilibre isostatique. Les zones où l'épaisseur crustale est la plus importante, c'est-à-dire la partie ouest (Fig. 11), sont associées à des altitudes plus faibles que dans l'est des Bétiques.

Actuellement, le slab est encore attaché à la croûte dans une zone entre Grenade et Malaga (Garcia-Castellanos and Villaseñor, 2011 ; Palomeras et al., 2014 ; Mancilla et al., 2015). A l'ouest de Grenade, la force de traction exercée par le panneau lithosphérique entraîne un relief anormalement bas comparé aux reliefs attendus pour de telles épaisseurs crustales. Dans l'Ouest des Bétiques, à contrario, les forts reliefs observés sont le résultat des processus de topographie dynamique engendrés par une remontée asthénosphérique ou un rebond lithosphérique suite à la déchirure lithosphérique.

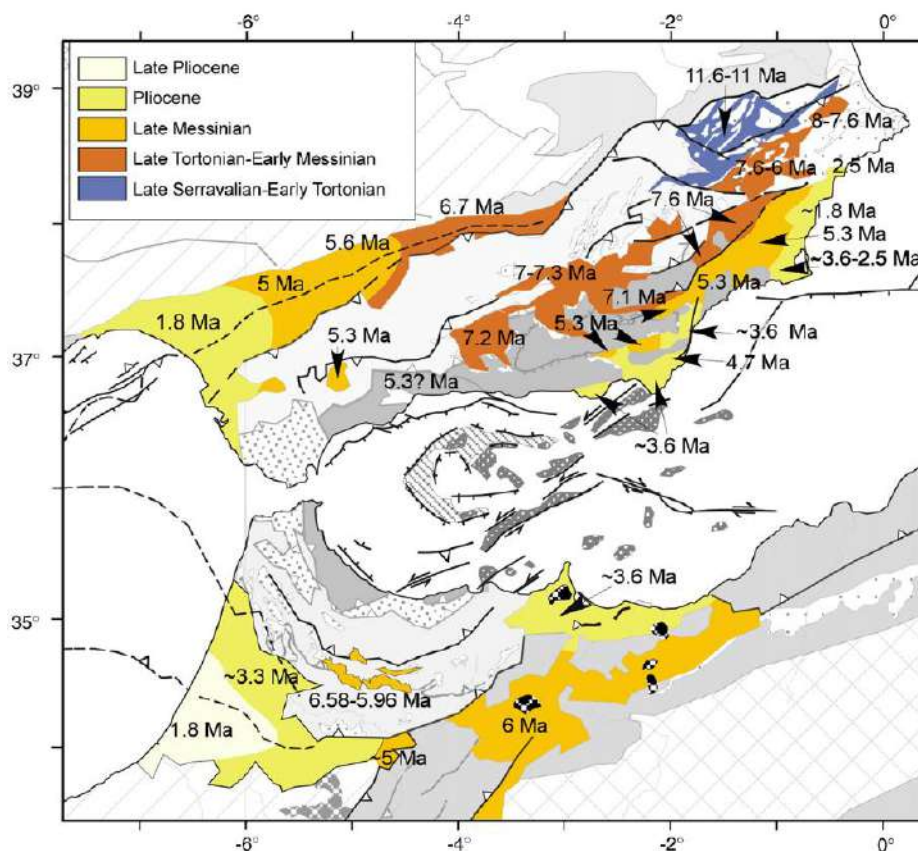


Figure 12: Age du passage d'une sédimentation marine à continentale dans les bassins à terre des Bétiques et du Rif (Iribarren et al., 2009).

2. Structure de l'arc de Gibraltar

2.1. Principaux domaines structuraux

2.1.1. Généralités

Le domaine Bétiques-Rif conserve dans l'enregistrement sédimentaire, métamorphique et des déformations les marqueurs de l'histoire géodynamique qui a affecté cette région. Malgré l'effet majeur des déformations extensives associées au retrait de la zone de subduction, cette région constitue un objet d'étude central pour reconstituer l'évolution méso-cénozoïque à la jonction des plaques Europe, Afrique et Ibérie.

Les Cordillères Bétiques et du Rif forment une chaîne de montagnes continue et symétrique située de part et d'autre de l'Arc de Gibraltar. Les unités des zones internes métamorphiques des Bétiques et le socle du bassin d'Alboran sont essentiellement paléozoïques ; ils forment la partie interne de l'arc (Comas, 1999). Les unités externes et l'unité des Flyschs, Mésozoïques à Cénozoïques, forment la chaîne plissée et le bassin d'avant pays (Fig. 13).

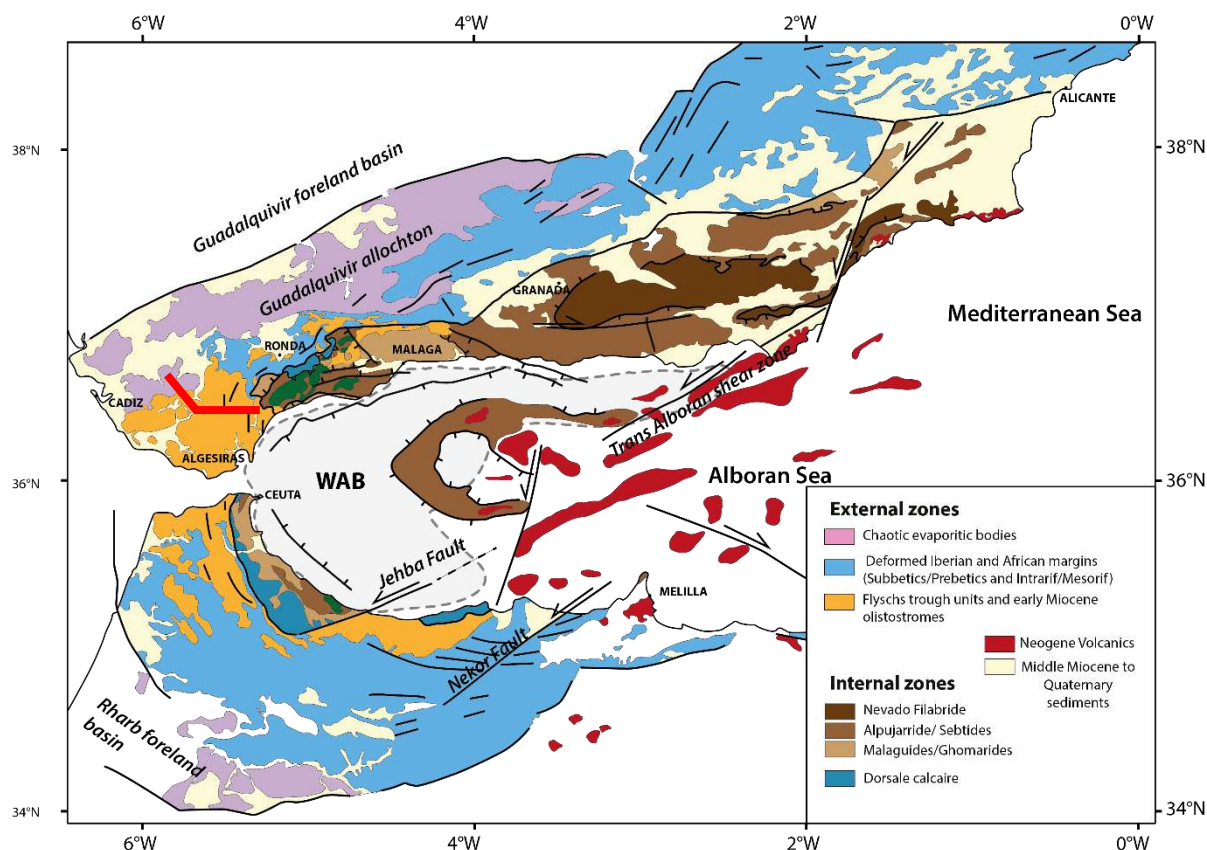


Figure 13: Carte géologique de l'arc de Gibraltar représentant les principales unités tectono-sédimentaires. La ligne rouge épaisse indique la localisation de la coupe de la Figure 33 (modifié d'après Frasca et al., 2015 ; Do Couto et al., 2016 ; Martínez-García et al., 2017).

L'avant pays des Bétiques est constitué des bassins du Guadalquivir et du Rharb formés entre le Miocène inférieur et supérieur en réponse aux flexures respectives de la plaque Ibérique et Africaine. Les zones externes sont constituées des unités des Subbétiques et des Prébétiques. Ces domaines sont composés d'un empilement d'unités tectoniques, elles-mêmes en grande partie composées de séries mésozoïques décollées sur le sel triasique, et mises en place au Miocène inférieur à moyen (Crespo Blanc et Frizon de Lamotte, 2006). Restreinte à la partie Ouest des Bétiques mais plus développée dans le Rif, l'Unité des Flyschs (Fig. 13) est interprétée comme le prisme d'accrétion formé lors de la migration des zones internes vers l'Ouest et pris en sandwich entre les zones internes et les zones externes. Au contact entre les zones externes et les zones internes, affleure une fine unité composée majoritairement de flyschs datés du tertiaire que l'on nomme Prédorsalien (Didon et al., 1973 ; Olivier, 1979, 1982). Le caractère flyschöide de ces dépôts et sa position structurale en font un domaine paléogéographique transitionnel entre la Dorsale Calcaire et le bassin des Flyschs. Les zones internes forment un empilement de nappes affectées par des degrés de métamorphismes variables. De la base au sommet, celles-ci sont composées par les unités des Névalo-Filabrides, des Alpujarrides et des Malaguides et enfin la Dorsale Calcaire. Les différentes unités composant les zones internes seront présentées par la suite depuis l'unité la plus profonde à celle la plus superficielle. La position structurale des différentes unités est représentée sur la figure 14.

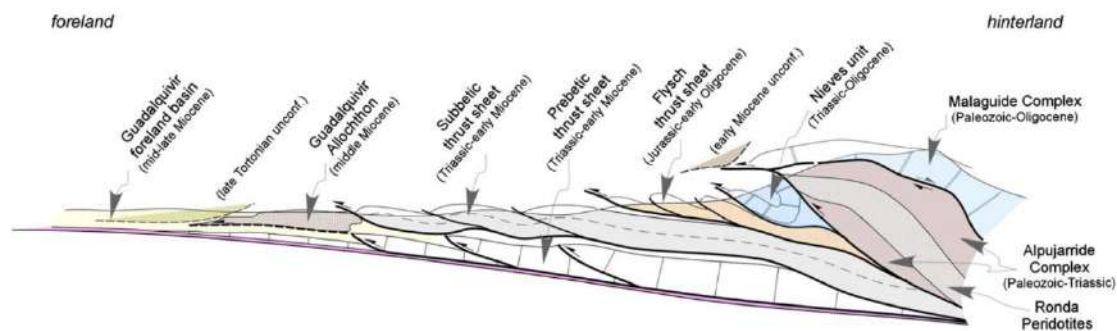


Figure 14: Coupe schématique représentant l'agencement tectonique des différentes unités dans les Cordillères Bétiques et du Rif (Vergés et al., 2012).

La nomenclature des différentes unités abordées dans ce mémoire peut être assez variée. En effet, des noms différents ont été attribués à une même formation selon qu'elle était décrite dans le Rif, dans les Bétiques, ou dans une autre chaîne du pourtour Méditerranéen. Les noms d'une même formation ont aussi pu varier selon l'époque ou l'auteur, la dénomination d'une formation étant généralement liée à une conception spécifique de la paléogéographie. Le Tableau 1 présente les différents noms existants et utilisés ci-après pour certaines des formations abordées. Le détail de

l'historique de certaines dénominations est abordé dans la suite de ce chapitre et au long de ce manuscrit.

UNITES	SOUS-UNITES	NOMS ASSOCIES
Dorsale Calcaire	Interne	Unités-Frontales internes
	Externe	Rondaides/Unité-Frontales externes
Rif interne		Almarchal/ <i>Tanger externe</i> / <i>Ketama</i>
Prédorsalien		Arguelles/Camarote
Unité des Flyschs	Maurétanien	Algeciras/Nogales / <i>Beni-Ider</i> / <i>Tisiren</i> / <i>Flyschs de Guerrouche</i> / <i>Flyschs de Monte Soro</i>
	Mérinides	Bolonia/ <i>Talaa Lakrah</i>
	Massylien	Aljibe/Facinas/Ubrique/ <i>Numidien</i> / <i>Meloussa-Chouamat</i>
Subbétiques	Interne	Pénibétique
Couverture des zones internes	Groupe Ciudad Granada	Néonumidien/ <i>Fnideq</i>
	Groupe Viñuela	<i>Sidi Abdeslam</i>

Tableau 1: Nomenclature de quelques-unes des unités et formations associées, abordées dans la suite de ce manuscrit. En orange: nom des formations dans la chaîne du Rif ; en vert: dans les Kabylies ; en bleu: en Sicile.

2.1.2. Zones externes

La structuration des zones externes débute lors de la formation de la marge Ibérique au cours du Trias-Jurassique. Au Jurassique, deux domaines paléogéographiques se distinguent: un domaine proximal, les Prébétiques, et un domaine distal, les Subbétiques (Fig.13) (Blumenthal., 1927 ; Fallot, 1948 ; Garcia Hernandez et al, 1980). La période de rifting mésozoïque peut être subdivisée en deux, une première phase au Trias et une seconde au Jurassique Crétacé inférieur. Ces deux phases de rifting se traduisent par des accélérations de la subsidence (Hanne et al., 2003). La phase de collision majeure est généralement considérée comme burdigalienne (« *paroxysmo burdigaliense* » d'Hermes, (1985)) et se traduit par un soulèvement généralisé des zones externes et la fin de la sédimentation

marine. Les derniers sédiments déposés dans le bassin des Flyschs sont Burdigalien supérieur et marquent le début de l'inversion de ce bassin. Dans la partie est de la chaîne, l'âge des sédiments les plus jeunes impliqués dans le contact entre zones internes et zones externes l'Aquitaniens supérieur et le Burdigalien inférieur, sous-entend que la collision a commencé plus tôt dans l'Est des Cordillères Bétiques (Sanz de Galdeano, 1996). L'étude de Hanne et al., 2003 à travers une étude de la subsidence à l'échelle des Bétiques, documente une augmentation de la subsidence dans l'unité des Malaguides et en de rares endroit des Subbétiques depuis le Paléogène (~50Ma).

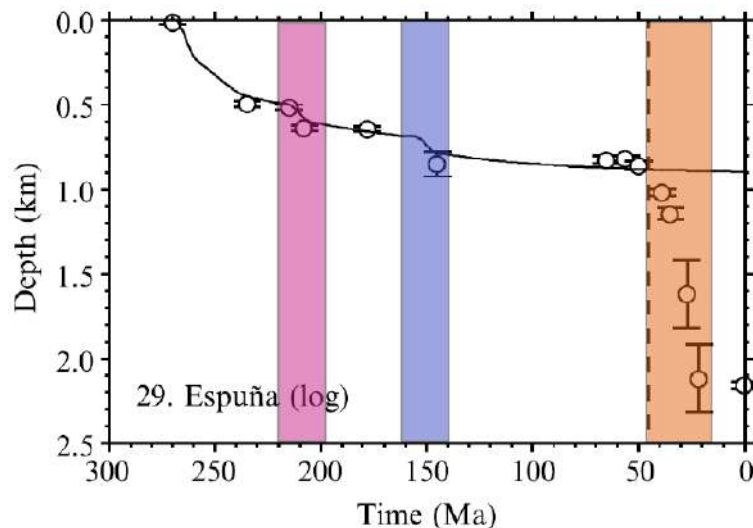


Figure 15 : Courbe de subsidence montrant les épisodes de rifting Trias (rose) et Jurassique supérieur (bleu) suivi par la mise en place du foreland vers 50Ma dans l'unité des Malaguides, dans la région de la Sierra Espuña (Hanne et al., 2003).

2.1.3. Prébétiques

Les Prébétiques affleurent uniquement dans la partie orientale de la chaîne jusqu'à la longitude de Jaen dans sa partie Nord (Fig. 13). Cette unité montre un passage graduel aux sédiments composant la couverture des massifs ibériques. La série sédimentaire des Prébétiques est constituée par des dépôts calcaires de plateforme proximale, interrompus par des intervalles de dépôts continentaux. On divise les Prébétiques en deux sous-domaines. Dans les Prébétiques externes, l'enregistrement sédimentaire est lacunaire pendant tout le Mésozoïque et le Cénozoïque, et en particulier depuis le Paléogène en raison de périodes d'érosion (Vera, 2000). La chaîne plissée des Prébétiques est constituée par une imbrication complexe de plis et de chevauchements, dans laquelle les niveaux évaporitiques du Trias jouent le rôle de niveau de décollement. Dans la partie occidentale des Prébétiques, le sel triasique forme des diapirs qui impactent fortement la structure (Roca et al., 2006). Dans les Prébétiques internes, les séries sédimentaires mésozoïques sont plus complètes. Du Paléogène à l'Aquitano-Burdigalien, la sédimentation est caractérisée par des marno-calcaires blancs comprenant des niveaux de turbidites calcaires. La déformation dans ce domaine est accommodée

par de grands plis et chevauchements associés (Fig. 16). Les Prébétiques forment la partie la plus proximale de la paléo-marge ibérique. Ce domaine enregistre des déformations à partir du Crétacé supérieur (Martín-Chivelet et Chacón, 2007), liées à la convergence entre l’Afrique et l’Europe, synchrones des premières déformations dans les Pyrénées et dans les bassins intra-ibériques.

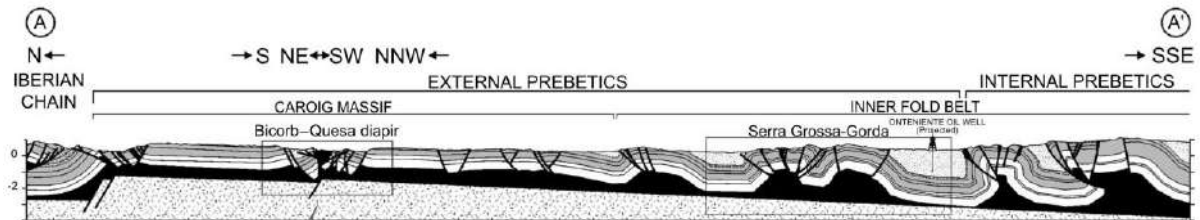


Figure 16: Coupe structurale illustrant le style de déformation dans les Prébétiques de l’Est (Roca et al., 2006).

2.1.4. Subbétiques

Les Subbétiques (Fig. 13) correspondent à un domaine plus distal de la marge ibérique. Ils se caractérisent par une sédimentation carbonatée en milieu plus profond. Les Subbétiques sont divisés comme les Prébétiques en plusieurs domaines paléogéographiques: les Subbétiques internes, médians et externes (Garcia Dueñas, 1967). Le domaine médian est marqué par une subsidence plus importante par rapport aux domaines externes et internes. Le domaine interne est caractérisé par une subsidence assez faible pendant le Jurassique moyen et supérieur. Le domaine intermédiaire (Foucault, 1962 ; Sanz de Galdeano, 1973 ; Ruiz Ortiz, 1980, Ruiz-Ortiz et al., 2006) est un sous-domaine de la marge ibérique, caractérisé par les taux de subsidence les plus élevés des Subbétiques et des épaisseurs de Jurassique et de Crétacé importantes. La configuration passée de ce bassin rappelle celle de l’actuel bassin de Valence ou du bassin d’Algarve. Tous les trois sont localisés sur la marge ibérique, orientés parallèlement à la marge et liés à l’extension Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Dans leur partie centrale, les Subbétiques sont déformés par de grandes nappes de chevauchement qui utilisent comme niveau de décollement les niveaux évaporitiques du Trias (Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006) (Fig. 17).

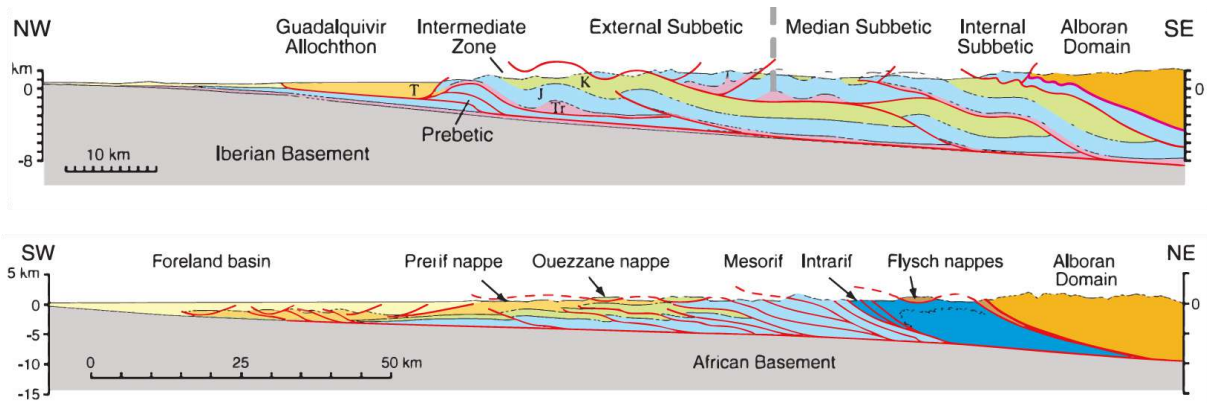


Figure 17: Coupe géologique régionale dans les Bétiques centrales de la région de Jaen (coupe du haut) et dans le Rif (coupe du bas) (Platt et al., 2003a). Sont représentés les principaux domaines structuraux, avec depuis le SE, les zones internes indifférenciées (Alboran Domain), les subbétiques (Mesorif) internes, médians et externes, le domaine intermédiaire et les Prébétiques (Prerif) ainsi que le bassin d'avant-pays du Guadalquivir et du Rharb. Pour les zones externes, les couleurs correspondent à l'âge des dépôts (rose: Trias ; bleu: Jurassique ; vert: Crétacé ; jaune: Néogène).

Dans la partie occidentale des Cordillères Bétiques, qui correspond à notre zone d'étude, seul le Subbétique interne affleure. Dans cette partie de la cordillère, on donne aux Subbétiques internes, en raison des variations stratigraphiques qu'il présente en comparaison du reste de la cordillère, le nom de Penibétique (Blumenthal, 1927). Le Pénibétique et le Subbétique interne de façon générale représente une zone faiblement subsidente depuis le Mésozoïque dans les reconstructions paléogéographiques (Martin-Algarra, 1987). Le Penibétique est individualisé des Subbétiques internes classiques en raison des lacunes sédimentaires importantes au Crétacé inférieur (Albien) et de sa séquence jurassique particulière (Fig. 18). Celle-ci est marquée par des calcaires oolithiques de plateforme peu profonde au Jurassique comparée aux calcaires condensés à faciès amonitico-rosso du Subbétique interne classique (Bourgeois, 1978 ; Martin-Algarra, 1987 ; Vera et al., 2000, 2004).

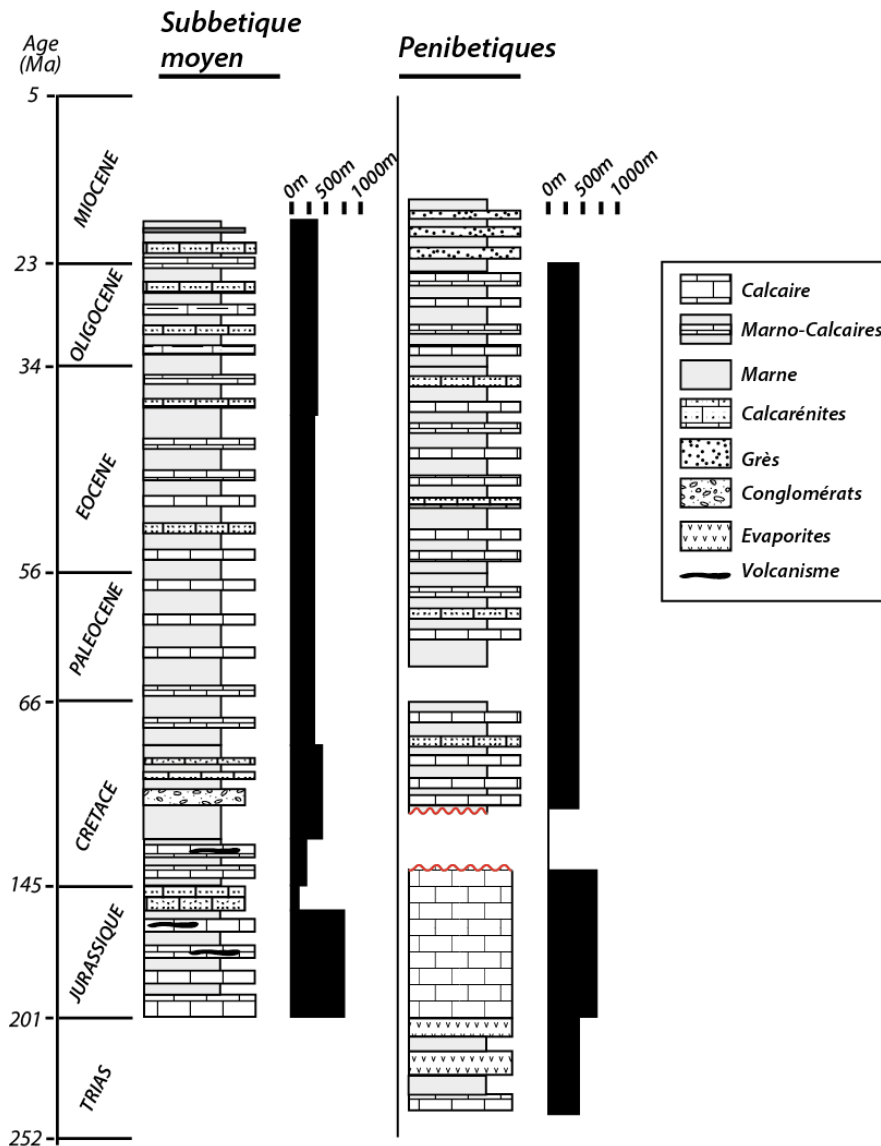


Figure 18: Colonne stratigraphique synthétiques des Subbétiques moyens et des Subbétiques internes (Penibétique) dans l'ouest des Cordillères Bétiques (d'après Vera et al., 2004).

2.1.5. Domaine des Flyschs

L'unité des Flyschs (Fig. 13) fera l'objet de la partie suivante et nous n'en feront donc ici qu'une brève description. Cette série s'étend du Crétacé inférieur au Miocène et se caractérise par deux décharges de matériel silicoclastique au Crétacé inférieur ainsi qu'au Miocène inférieur. Les séries de flyschs sont mieux conservées dans la partie rifaine de l'Arc de Gibraltar et en particulier les séries mésozoïques. Dans les Bétiques, les affleurements sont essentiellement formés par les séries Cénozoïque et restreints géographiquement à la terminaison ouest de la chaîne dans la région du Campo de Gibraltar. Les Flyschs sont considérés comme s'étant déposés dans un bassin profond, situé au Sud des unités d'AlKaPeCa (Fig.2) ou de la plaque méso-Méditerranéenne. L'hétérogénéité dans la répartition actuelle de cette unité est probablement en partie liée aux variations initiales de

dépôts. Structuralement, l'unité des Flyschs est généralement décrite comme chevauchante sur les zones externes des Bétiques et du Rif et chevauchée par les zones internes (Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). Les flyschs sont dans certains cas retrouvés au-dessus des zones internes (Durand-Delga, 1972 ; Bourgois, 1978, Sanz de Galdeano et al., 1993 ; Hlila et al., 2008). Certains auteurs ont proposé que dans les Bétiques (Néonumidien) et dans le Rif (Jbel ZemZem) ces unités aient été mises en place par des processus de glissement gravitaire (Bourgois, 1978) ou par le biais d'un retro-chevauchement (Michard et al., 2011) lors de la formation du prisme d'accrétion des flyschs au front des zones internes au Miocène inférieur. Cette interprétation est communément admise mais en regard des travaux récents, une influence de la tectonique salifère (Flinch and Soto, 2017) est à considérer et pourrait être le sujet d'études ultérieures.

2.1.6. Les zones internes

Nous aborderons dans cette partie, les caractéristiques stratigraphiques des zones internes, en particulier des unités non métamorphiques qui préservent une couverture mésozoïque comme les Malaguides et la Dorsale Calcaire. Pour les unités Alpujarrides et Névado-Filabrides, aux généralités sur la stratigraphie s'ajoute un descriptif des grands événements métamorphiques qu'ont subies ces unités. Des informations complémentaires à celles présentées ici peuvent être retrouvées dans le chapitre 4.

2.1.7. L'unité Névado-Filabrides: stratigraphie et évolution P-T-t

L'unité des Nevado-Filabrides (Fig. 19) n'affleure que dans l'Est des Bétiques. C'est aussi la seule unité des zones internes qui ne possède pas d'équivalent dans le Rif. Cette unité est l'unité la plus profonde de l'empilement de nappes des zones internes.



Figure 19: Répartition géographique des affleurements appartenant au Nevado-Filabrides.

On divise les Névalo-Filabrides en trois unités structurales, l'unité de Ragua (Veleta), de Calar Alto (Mulhacén) et de Bédar Macael (Puga, 1871 ; Martinez-Martinez et al., 2002). Ces subdivisions sont fondées sur les variations des conditions métamorphiques observées dans ces différentes unités.

La succession stratigraphique est similaire d'une unité à l'autre (Gomez Pugnaire et al., 2012 ; Booth-Rea et al., 2015 ; Sanz de Galdeano et al., 2016). Elle se compose d'une série de schistes graphiteux sombres contenant des niveaux de quartzites et de carbonates, datés du Carbonifère moyen (Rodríguez-Cañero et al., 2017), suivi d'une série Permo-Triasique constituée de schistes clairs et de métapélites. Cette série est surmontée par des marbres et des méta-évaaporites Triasiques s'élevant potentiellement jusqu'au Crétacé. Les Névalo-Filabrides sont aussi caractérisées par la présence de metabasites dont le protolithe est daté du Jurassique (Tendero et al., 1993 ; Puga et al., 2011). Ce magmatisme jurassique est associé à l'ouverture d'un domaine océanique ou transitionnel lors de l'ouverture de la Téthys Alpine (Bodinier et al., 1987). Les différentes unités des Névalo-Filabrides ont été affectées par un métamorphisme HP-BT (1.4-2GPa, 600-690°C) dont l'âge reste incertain. Les études géochronologiques existantes ont en effet produit des âges qui s'étendent de 60 à 17Ma (Monié et al., 1991; Puga et al., 2002; Augier et al., 2005a; Platt et al., 2006; Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Gómez-Pugnaire et al., 2012; Kirchner et al., 2016) indiquant potentiellement plusieurs événements de subduction. Suite au pic de pression ces unités ont subi une rétro-morphose dans des conditions de BP-BT (0.6-0.3GPa, 600-300°C) (Gomez Pugnaire et al., 2012 ; Augier et al., 2005a). D'après les données de thermochronologie basses températures existantes, ces unités sont ensuite

exhumées rapidement entre 16.5 et 8-6 Ma puis plus lentement pour atteindre des conditions de surface autour de 3-5 Ma (Vázquez et al., 2011).

2.1.8. L'unité des Alpujarrides: stratigraphie et métamorphisme

Les Alpujarrides sont formées de plusieurs nappes constituées de sédiments Paléozoïques à Trias marquées par une histoire métamorphique complexe pendant les orogénèses hercynienne et alpine. La stratigraphie Paléozoïque des Alpujarrides est assez similaire à celle des Névado-Filabrides. Elle est représentée par une série épaisse (1000m ou plus) de schistes graphiteux probablement paléozoïques dans lesquels on retrouve quelques niveaux gréseux (Lafuste et Pavillon 1976). Les séries paléozoïques sont suivies par des niveaux de schistes clairs ou phyllites et de quartzites du Permo-Trias puis par d'épaisses séries de dolomies et de marbres du Trias moyen et supérieur (Kozur et al., 1974) bien exprimées dans la Sierra de las Nieves dans la région de Yunquera.

Les nappes Alpujarrides sont caractérisées par la présence de plusieurs massifs péridotitiques. On retrouve ces péridotites dans la partie ouest des Bétiques et dans le Rif dont les plus gros affleurements sont les massifs de Ronda et de Beni-Boussera. L'emplacement du matériel mantellique dans la croûte reste mal expliqué. Les modèles récents s'accordent sur une mise en place pendant le Miocène, résultant soit de l'extrusion d'un coin mantellique pendant la transpression (Tubía et al., 2004, 2013; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011), de l'extension post orogénique ayant affectée les unités d'Alboran ou encore, en compression pendant l'inversion du bassin arrière arc pendant la fin de l'Oligocène et le Miocène inférieur (Booth-Rea et al 2005; Garrido et al., 2011 ; Précigout et al., 2013). Les péridotites et les unités Alpujarrides environnantes sont intrudées par des dykes granitiques datés entre 22.3 ± 0.7 et 18.9 ± 3.0 Ma, permettant de dater la dernière mise en place à chaud de ces unités (Esteban et al., 2011a; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000). La péridotite de Ronda est aussi intrudée par des dykes de pyroxénites liés à l'ouverture de la Téthys Alpine (Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000 ; Marchesi et al., 2012 ; Précigout et al., 2013) .

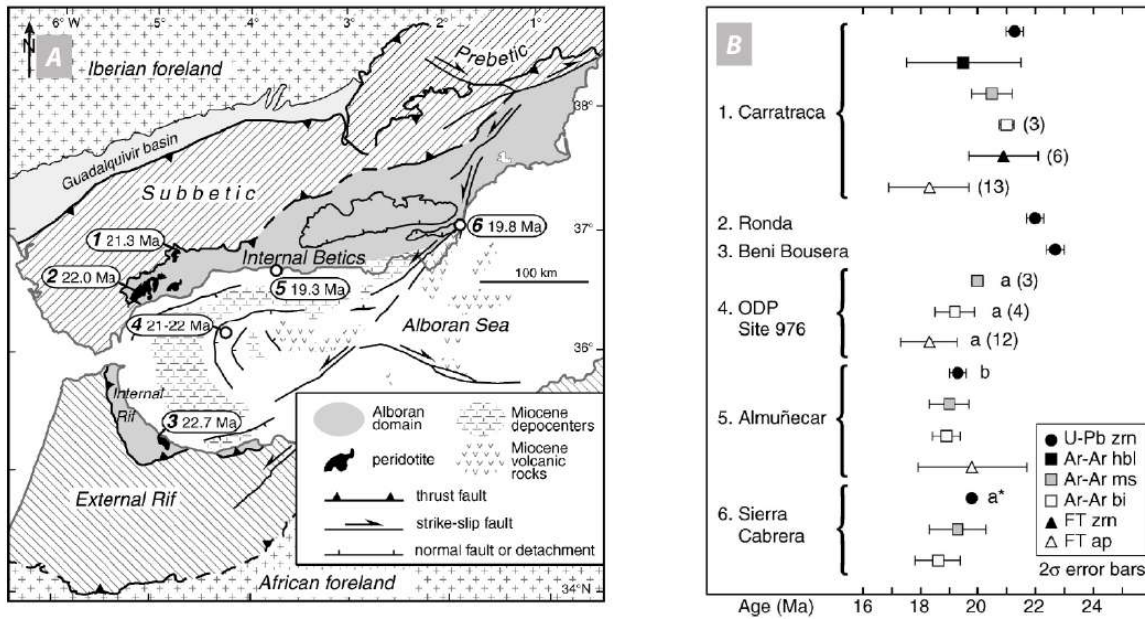


Figure 20: (A): Ages du pic de température associé à l'événement métamorphique de haute température, déterminé à partir de datations U-Pb sur zircons ou par modélisation thermique (site 4). Les localités correspondent à celles de (B). (B): âges radiométriques disponibles sur les unités de haut grade des zones internes des Bétiques et du Rif (Platt et al., 2003c).

L'histoire métamorphique des nappes Alpujarrides commence par un épisode de HP-BT (0.7-1.1 GPa, 400-580°C) suivi par un épisode de HT-BP. L'épisode de HP-BT est caractérisé par des assemblages minéralogiques propres au faciès schiste bleu (Azañón and Crespo-Blanc, 2000). Cet événement de HP-BT est daté autour de l'Eocène mais son âge exact est mal défini (Augier, 2005 ; Platt, 2013). Ce premier épisode métamorphique est suivi par une exhumation rapide à faible profondeur de ces unités au Miocène inférieur. Associé à cette exhumation rapide, les unités Alpujarrides (comme les Névalo-Filabrides) ont subi un événement de HP-BT qui a causé la réouverture de nombreux systèmes géochronologiques qui fournissent des âges de refroidissement autour de 20 Ma (Fig. 20). L'exhumation, jusqu'à des conditions de surface, des unités Alpujarrides se fait ensuite très rapidement, et est achevée autour de 16-17Ma (Monié et al., 1994 ; Platt et al., 2003b, 2005 ; Esteban et al., 2004, 2005 ; Janowsky et al., 2017). La mise à l'affleurement des Alpujarrides est même potentiellement plus ancienne, l'âge des dépôts du groupe Vinuela, contenant des éléments métamorphiques propres aux Alpujarrides, étant daté du Burdigalien inférieur (Serrano et al., 2006 2007).

2.1.9. Les Malaguides: stratigraphie et évolution T-t ?

L'unité des Malaguides affleure en grande majorité dans la partie occidentale des Bétiques, dans la région de Malaga mais aussi dans la région de la Sierra Espuña à l'Est (Fig. 21). L'unité Malaguide est composée essentiellement par des sédiments paléozoïques, la couverture mésozoïque et cénozoïque

surtout préservée dans la région de la Sierra Espuña (Martín-Martín et al., 1997a-b, 2006 ; Serra-Kiel et al., 1998 ; Maaté et al., 1999).

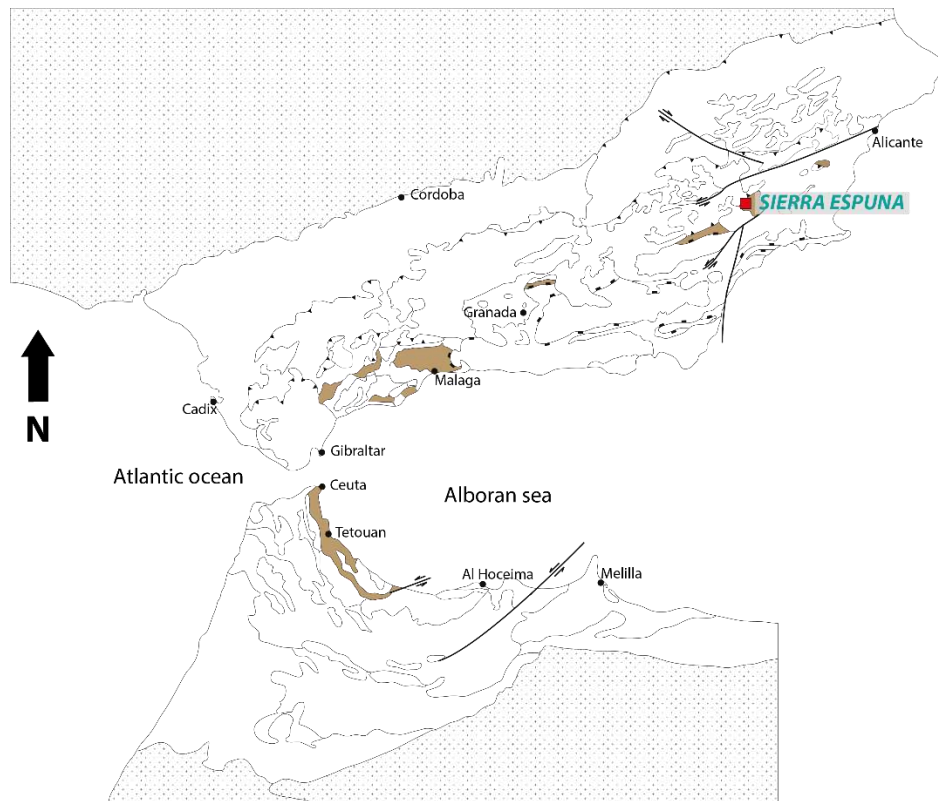


Figure 21: Répartition des affleurements appartenant aux Malaguides et aux Ghomarides et localisation de la région de la Sierra Espuña.

Le contact entre les Malaguides et les Alpujarrides est interprété comme un ancien chevauchement, repris en contact extensif (Platt et al., 2013). Contrairement aux autres unités des zones internes, les Malaguides n'ont pas dépassé les conditions anchizonaux pendant les déformations alpines et n'ont pas été affectés par le métamorphisme Alpin de HP-BT (Platt et al., 2005 ; Augier et al., 2005a). En revanche, cette unité préserve bien l'épisode métamorphique hercynien (faciès schistes-verts) ainsi que l'événement de HT-BP postérieur daté à 20 Ma. Cet événement métamorphique HT-BP est enregistré dans les sédiments paléozoïques de la région de Montes de Malaga où le système traces de fission sur apatite enregistre des âges de refroidissement Miocène inférieur à moyen (Platt et al., 2003b). Ces âges marquent un recuit partiel de ces échantillons, ils n'ont donc pas dépassé la température de fermeture du système traces de fission sur apatite ($\sim 120^{\circ}\text{C}$) (Platt et al., 2003b).

Le Paléozoïque de l'unité Malaguide débute par une succession de plusieurs centaines de mètres de schistes et de grauwackes recouvert au sommet par quelques lentilles de conglomérats à galets de quartz, gneiss ou carbonates, fortement étirés (O'Dogherty et al., 2000 ; Martin Algarra et al., 2009, Rodríguez-Cañero et al., 2014). Cette formation est antérieure au Silurien et intrudée par des dykes tholéitiques de l'Eocène supérieur (Turner et al., 1999). Le Dévonien est caractérisé par la formation

des « Calizas Albeadas ». Cette formation est constituée par des turbidites calcaires, des grauwackes et des niveaux détritiques fins de pélites. Le Carbonifère est constitué par une formation de calcaires à conodontes et d'une formation de flyschs grésopelitiques. La série Paléozoïque se termine par l'unité des conglomérats de Marbella, discordantes et datées du Permien inférieur avec un âge maximum de 286Ma sur la base de l'âge U-Pb sur zircon le plus récent obtenu dans cette formation (Esteban et al., 2017). Les conglomérats de Marbella sont surmontés par des grès continentaux Permo-Triasiques (Fig. 22).

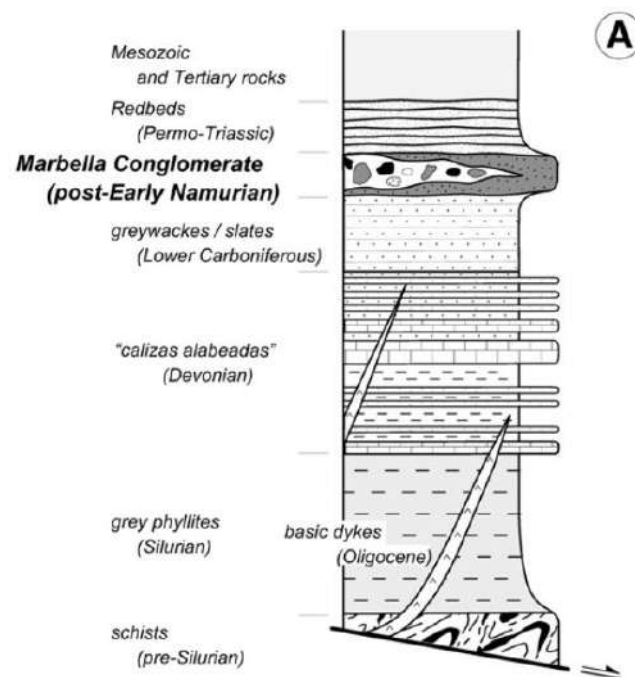


Figure 22: Colonne stratigraphique générale des Malaguides, centrée sur la partie Paléozoïque (Esteban et al., 2017)

La couverture méso-cénozoïque de l'unité Malaguide est similaire à celle décrite pour la Dorsale interne. Les séries carbonatées mésozoïques peuvent être résumées de la façon suivante: la sédimentation passe d'un domaine continental à un domaine de plateforme interne au cours du Trias. Pendant le Jurassique qui correspond à la période principale de rifting, la transition se fait progressivement d'un domaine de plateforme proximale à un domaine pélagique profond (Martín-Martín et al., 2006). Le Crétacé est très peu présent et marqué par des lacunes stratigraphiques importantes. Le Berriasien-Valanginien se caractérise par des marno-calcaires blancs et le Sénonien plutôt par des marno-calcaires rouges du faciès couche rouges (« Scaglia Rossa » du domaine Alpin et Apenninique) (Martín-Algarra et al., 2004 ; Martín-Martín et al., 2006).

La série cénozoïque dans la région de la Sierra Espuna est décrite en détail par Martín-Martín et al. (1997b), Serra-Kiel et al. (1998), Maaté et al. (2000). Le Paléocène commence par des niveaux

continentaux de faciès garumnién, marno-gréseux et contenant des niveaux de conglomérats et de calcarénites à débris de microcodium (formation Mula) (Fig. 23). Font suite des calcaires à Alvéolines et à Numulites de la formation Espuna puis des séries marno-gréseuses, remaniant les foraminifères de cette dernière (formation Malveriche,). De l'Oligocène à l'Aquitainien, les formations As mais surtout Bosque et el Niño sont caractérisées par des niveaux détritiques (conglomérat, grès) à dominante carbonatée puis silicoclastique contenant des éléments métamorphiques et plutoniques issus de l'érosion de zones internes. Ces unités peuvent être affiliées aux groupes Ciudad Granada et Vinuela et contiennent aussi des niveaux de turbidites gréseuses semblables à ceux des Unités de Flyschs de la formation « maurétaniennes » du même âge.

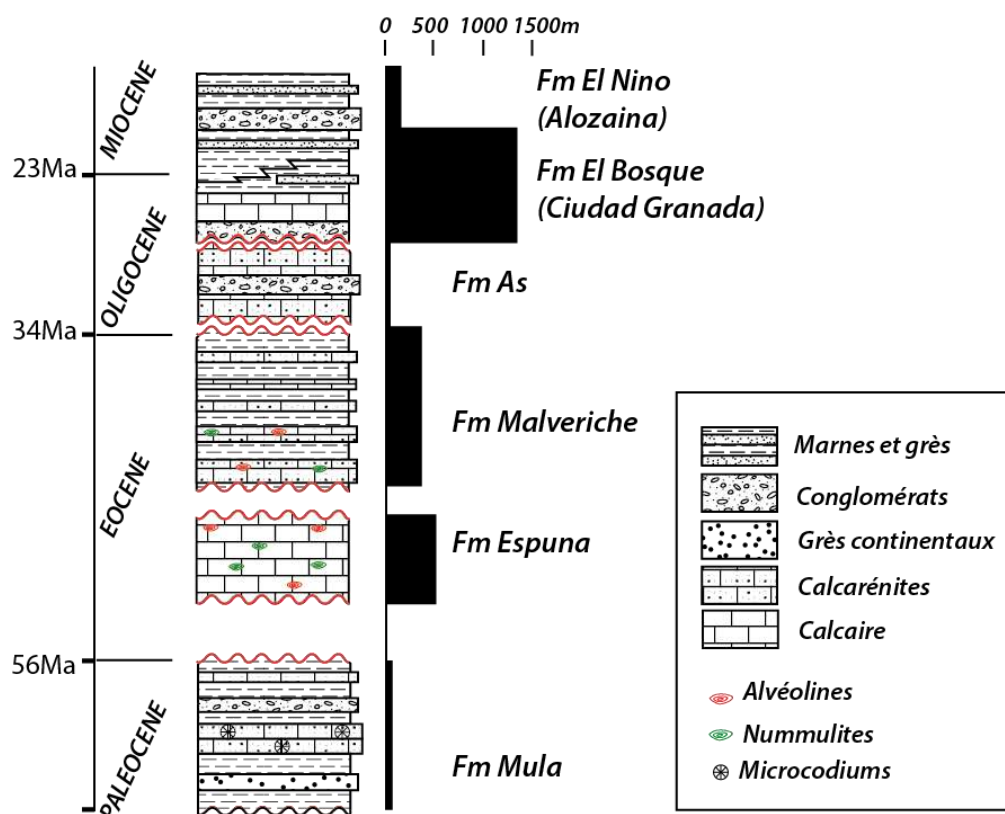


Figure 23: Stratigraphie tertiaire des Malaguides dans la région de Sierra de Espuña (Martin Martin et al., 1997 ; Serra Kiel et al., 1998 ; Maate et al., 2000).

2.1.10. La Dorsale Calcaire: définition et stratigraphie

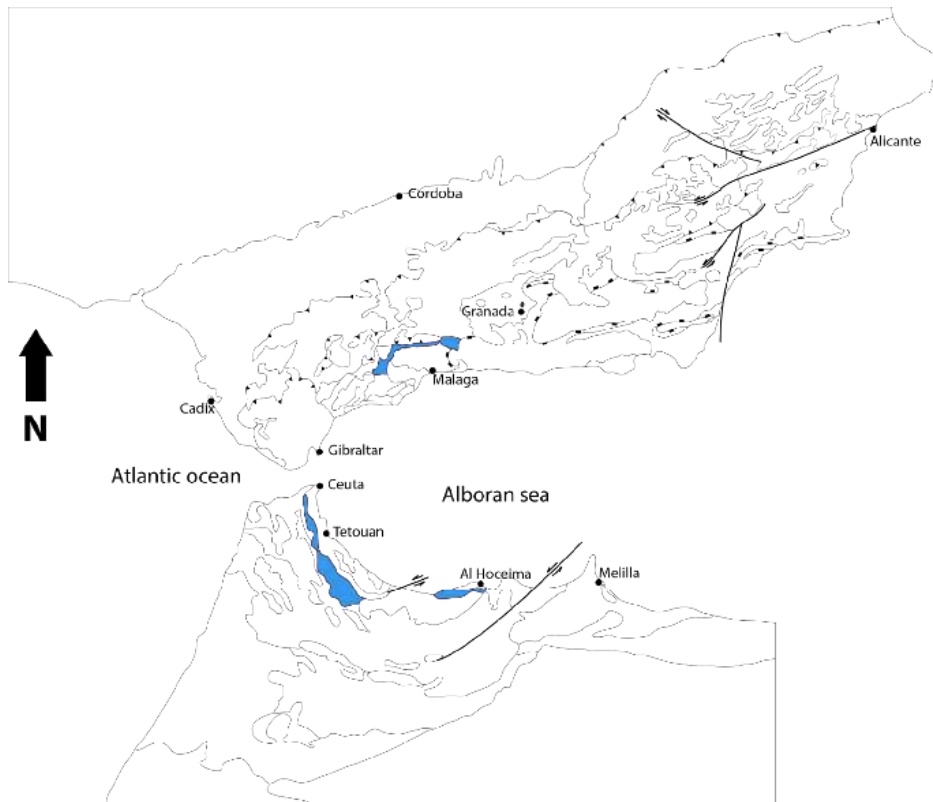


Figure 24: Répartition géographique des affleurements (en bleu) appartenant à la Dorsale Calcaire.

Le terme de « Dorsale Calcaire » (Fig. 24) est utilisé pour définir les unités au Maroc comme en Espagne, situées structurellement entre les unités internes et l'Unité des Flyschs (Fallot, 1937 ; Didon 1973 ; Balanyà y Garcia-Dueñas, 1987). L'étude stratigraphique des unités de la Dorsale a permis de différencier des séries de la dorsale dite interne de celles de la dorsale dite externe (Didon, 1973). L'utilisation du terme Dorsale Calcaire traduit une conception spécifique de la paléogéographie dans laquelle l'unité de la Dorsale serait la couverture mésozoïque de l'unité des Malaguides. Dans ce contexte, la Dorsale interne représente les dépôts les plus proximaux (i.e. plus proche des Malaguides) et ceux de la Dorsale externe des dépôts plus distaux (i.e. plus éloignés des Malaguides). Dans les Bétiques, l'utilisation de la terminologie « Rondaïdes » ou « Unité Frontales » (Hoeppener et al., 1964 ; Martin-Algarra, 1987) au lieu de Dorsale-Calcaire sous-entend une affinité paléogéographique différente entre dorsale interne et externe. Pour ces auteurs, les unités de la Dorsale externe constitueraient la couverture de l'unité Alpujarride en raison des analogies entre les épaisses séries carbonatées du Trias de type Alpin de la Dorsale externe et celles des Alpujarrides. Les unités de la Dorsale interne en revanche possèdent des dépôts du Trias caractérisés par des grès continentaux de faciès «Buntsandstein» surmontés de séries du Trias de type germanique caractérisés par des évaporites dans les unités Malaguides et au Nord des Bétiques dans la

couverture du socle Ibérique (Flinch and Soto, 2017 ; Orti et al., 2017). Les séries d'âge Jurassique de la Dorsale interne possèdent aussi des ressemblances avec celle de l'unité Malaguide.

On préférera dans la suite du manuscrit, l'utilisation du terme de Dorsale Calcaire à celui d'unité frontale, ce terme étant plus couramment employé dans la communauté scientifique et extensible à l'ensemble des chaînes péri-Méditerranéennes. D'un point de vue paléogéographique, nous avons considéré l'unité des Alpujarrides/Sebtides comme faisant partie des unités d'AlKaPeCa et de la plaque supérieure. Nous avons donc considéré la Dorsale interne comme la couverture sédimentaire de l'unité Malaguide, et la dorsale externe comme la couverture de l'unité Alpujarride, caractérisée par des dépôts plus profonds, conformément au modèle géodynamique proposé dans le chapitre 4.

Les séries de la Dorsale sont essentiellement constituées par des sédiments carbonatés dont l'âge s'étale du Trias au Jurassique (Michard et al., 2008). Les affleurements d'âge Crétacé à Cénozoïque sont plus rares. La description détaillée de la stratigraphie de la Dorsale interne et de la dorsale externe a été réalisée de façon rigoureuse dans des travaux de Didon (1973); Martin Algarra et al. (2004) et Michard et al. (2008). Le Trias est principalement constitué de dolomies sombres passant à des calcaires massifs blancs du Lias. Du Lias supérieur à la fin du Jurassique des séries carbonatées condensées se déposent en milieu pélagique profond. La période du Jurassique au Crétacé inférieur est aussi marquée par des lacunes stratigraphiques associées, pour certaines associées à des épisodes de karstification (Michard et al., 2008). Les quelques affleurements du Crétacé inférieur préservés sont constitués par des marno-calcaires blancs dans la Dorsale interne et par des calcaires fins et micro-brèches calcaires à *Aptychus* dans la Dorsale externe. Les *Aptychus* sont des fossiles interprétés comme des opercules d'Ammonoïdés. On retrouve aussi ces niveaux de brèches à *Aptychus* dans les sédiments du même âge du domaine Pénibétique (Bourgeois, 1978), de la partie la plus interne du bassin des Flyschs (Maurétanien) et du domaine Prédorsalien (Wildi, 1983 ; Michard et al., 2008). Le Crétacé supérieur est lui caractérisé par le dépôt de marno-calcaires blancs ou roses qui rappellent les formations des couches rouges et des couches blanches des subbétiques et de la couverture résiduelle des Malaguides (Durand Delga 1967 ; Martin Algarra, 1987 ; Michard et al., 2008 ; Serrano-Lozano & Guerra-Merchán, 2004).

Au Paléocène, on trouve dans la Dorsale externes des niveaux de calcaires détritiques à *Microcodium*s remplacés par des calcaire proximaux à *Alvéolines* et *Nummulites* dans la Dorsale interne (Fig. 25), indiquant un lien entre le bassin des Flyschs pour la première et avec les Malaguides pour la seconde. L'Eocène marque le début d'une reprise franche de la sédimentation, avec le dépôt de brèches à éléments mésozoïques carbonatés et de sables bioclastiques. Les séries de la Dorsale se terminent par le dépôt de marnes colorées à l'Oligocène puis de niveaux de grès micacés de l'Oligocène supérieur-Aquitainien, attribuables aux unités de Flyschs « maurétaniennes » (Martín-Algarra et al., 2004).

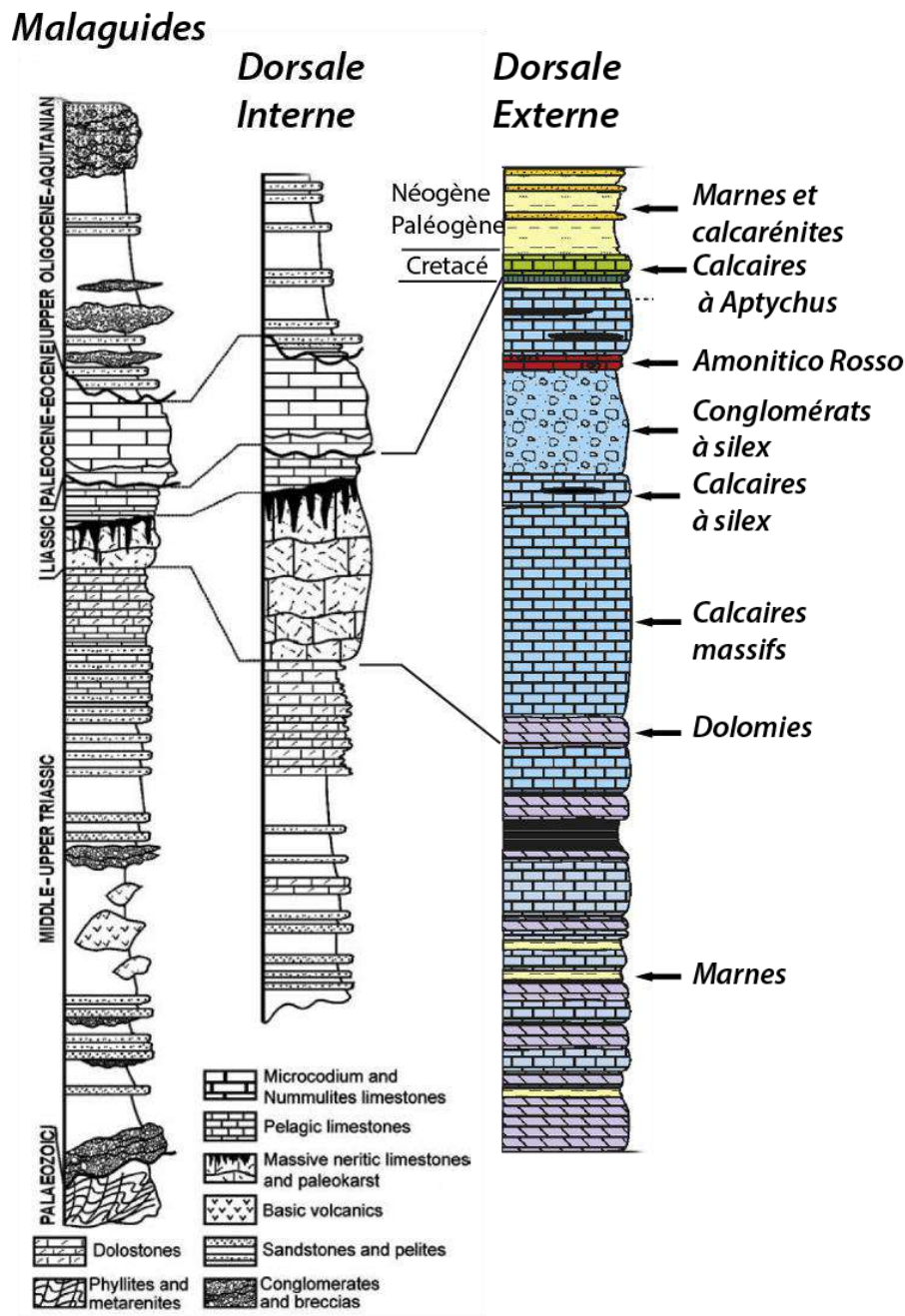


Figure 25: Colonnes stratigraphique des Malaguides, de la Dorsale interne et de la Dorsale externe telles que décrites dans le Rif (Perrone et al., 2006 ; Vitale et al., 2014).

2.1.11. Bassin d'Alboran

Ce bassin est généralement subdivisé, entre une partie Ouest, une partie Est, et une partie Sud. Dans le bassin Est-Alboran (EAB), le socle est formé par des roches magmatiques et volcaniques Néogènes à Quaternaire (Fig. 26). La sédimentation dans ce bassin est tardive, les premiers sédiments déposés en onlap sont datés entre 12 et 8Ma et les épaisseurs sédimentaires ne dépassent pas 3km d'épaisseur (Booth-Rea et al., 2007). Le socle du bassin Ouest-Alboran (WAB) est constitué par des roches métamorphiques similaires à celles que l'on retrouve à terre dans les zones internes des

Bétiques et du Rif (Alpujarrides-Sebtides). Ce socle est donc attribué aux unités continentales amincies du bloc des anciennes unités d'AlKaPeCa (Fig. 26). Le socle dans cette partie du bassin est intrudé par des roches volcaniques datés entre 17 et 8 Ma (Comas et al., 1999 ; Duggen et al., 2008). Enfin, le bassin Sud-Alboran (SAB) est formé par les unités crustales de la marge Africaine (Fig. 26). Pour finir, le bassin d'Alboran est bordé à l'est et à l'ouest par des unités de croûte océanique, d'âge à Miocène et Jurassique respectivement (Fig. 26).

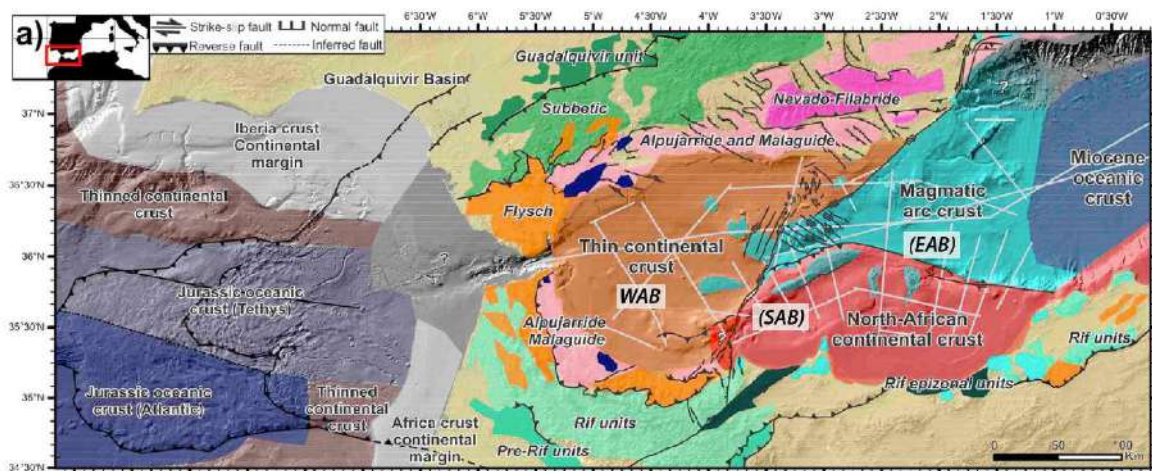


Figure 26: Carte des différents domaines crustaux offshore dans la région de l'arc de Gibraltar et principales unités tectoniques des cordillères des Bétiques et du Rif (d'après de la Peña et al., 2018).

La figure 27 (DoCouto, 2014 ; Comas, 1999) synthétise l'évolution sédimentaire et géodynamique du WAB. Cette partie du bassin a été en premier affectée par la subsidence tectonique liée à l'amincissement crustal depuis la fin de l'Oligocène. Le début de l'extension est marqué par le dépôt de sédiments déposés sur le socle métamorphique et les épaisseurs de sédiments dans cette partie du bassin peuvent atteindre 8 à 10km (Hatzfeld 1978 ; Comas et al., 1999 ; Iribarren et al., 2009 ; DoCouto et al., 2016).

Les sédiments Aquitano-Burdigalien qui se sont déposés en discordance sur le socle correspondent à des dépôts détritiques grossiers (olistostromes). Ces sédiments peuvent être assimilés aux sédiments du même âge que l'on retrouve aujourd'hui en altitude et qui forment la couverture Miocène transgressive sur les Malaguides et les Alpujarrides.

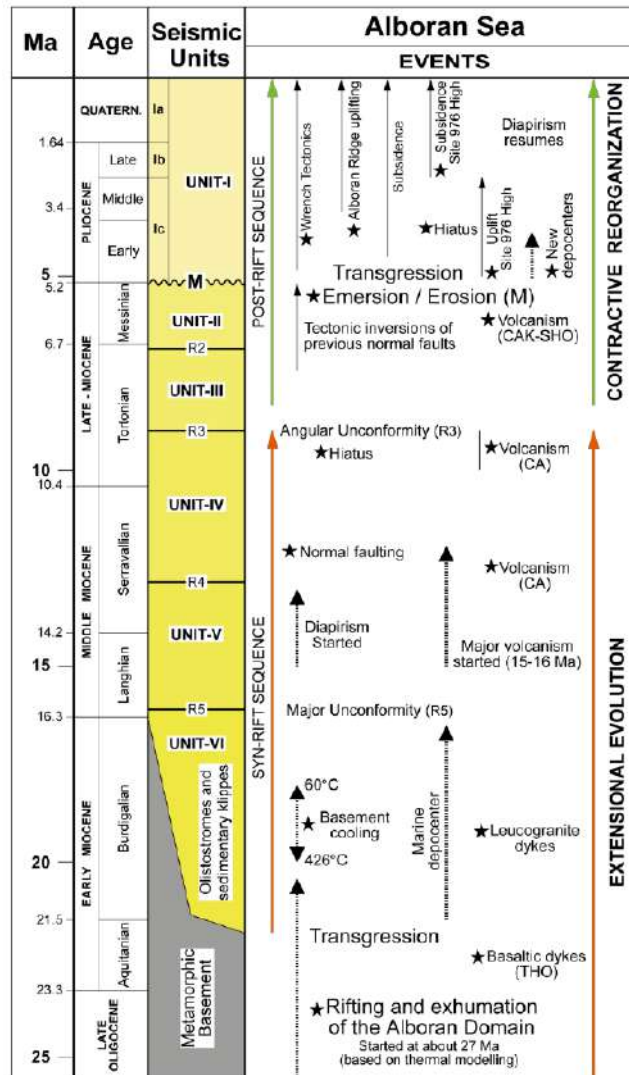


Figure 27: Chronologie des principaux événements thermiques, sédimentaires, magmatiques et tectoniques qui ont affectés le bassin ouest Alboran depuis le Miocène inférieur. Pour le détail des événements décrits, se référer à Comas et al. (1999).

2.2. Résumé et calendrier tectonique de l'Arc de Gibraltar

La structure actuelle de l'arc, aussi bien d'un point de vue lithosphérique que d'un point de vue crustale est donc le résultat de grands événements dont le calendrier peut être résumé comme suit:

- La délamination de la lithosphère continentale sous l'actuel bassin d'Alboran (Chapitre 4) et ou le roll back du slab qui a entraîné l'extension dans les zones internes des Bétiques et du Rif, associée à leur migration vers l'ouest depuis l'Oligo-Miocène.
- La collision de ces unités avec celles des marges Ibérique et Africaine au Miocène inférieur
- La déchirure du panneau lithosphérique sous les Bétiques et sous la marge Nord-Africaine au Miocène supérieur.

- suivi par la délamination associée du manteau sous continental et potentiellement d'une partie de la croûte sous la marge Ibérique au Miocène moyen à supérieur.

Les différents éléments développés dans cette partie sur la structure générale de l'arc sont pour l'essentiel datés du Miocène inférieur. Les événements métamorphiques de HP dans les zones internes représentent les seules traces claires de déformations antérieures au Miocène dans cette région. En ce qui concerne la stratigraphie des différentes unités en présence, seule l'augmentation généralisée de la sédimentation turbiditique et détritique dans les zones de bassin et quelques hiatus sédimentaires, principalement dans les zones internes, attestent également d'événements précoces. A l'issue de cette partie, il paraît assez clair que l'essentiel des déformations qui ont affecté cette région ont eu lieu entre le Miocène et l'actuel. On sait néanmoins que la convergence entre les plaques Europe et Afrique commence dès le Santonien (84Ma) et que le métamorphisme de subduction est daté de l'Eocène ~50Ma (Platt et al., 2005). Les indices de déformations antérieures au Miocène sont pourtant rares ce qui indique un effacement quasi-complet des événements antérieurs dans les Bétiques. Un des objectifs de ce travail était donc de redéfinir le cadre stratigraphique, paléogéographique et tectonique avant l'Oligocène-Miocène dans la partie occidentale des Bétiques.

3. Les flyschs de la Méditerranée Occidentale

3.1. Généralités

3.1.1. Répartition géographique

Les flyschs des Bétiques et du Rif, sur lesquels nous avons focalisé cette thèse, font partie d'une unité majeure à l'échelle du bassin Méditerranéen Occidental (Fig. 28). Cette formation, se retrouve depuis la Sicile jusqu'au Sud de l'Espagne. Des séries aux lithologies semblables ont été décrites sur une grande partie du pourtour Méditerranéen et ces unités géographiquement déconnectées ont été rassemblées en une unité « compréhensive » dite unité des Flyschs Maghrébin (Bouillin, 1986). On entend ici par compréhensive le fait que cette unité regroupe de nombreux terrains d'âges et de lithologies variés dans lesquelles prédomine des faciès turbiditiques.

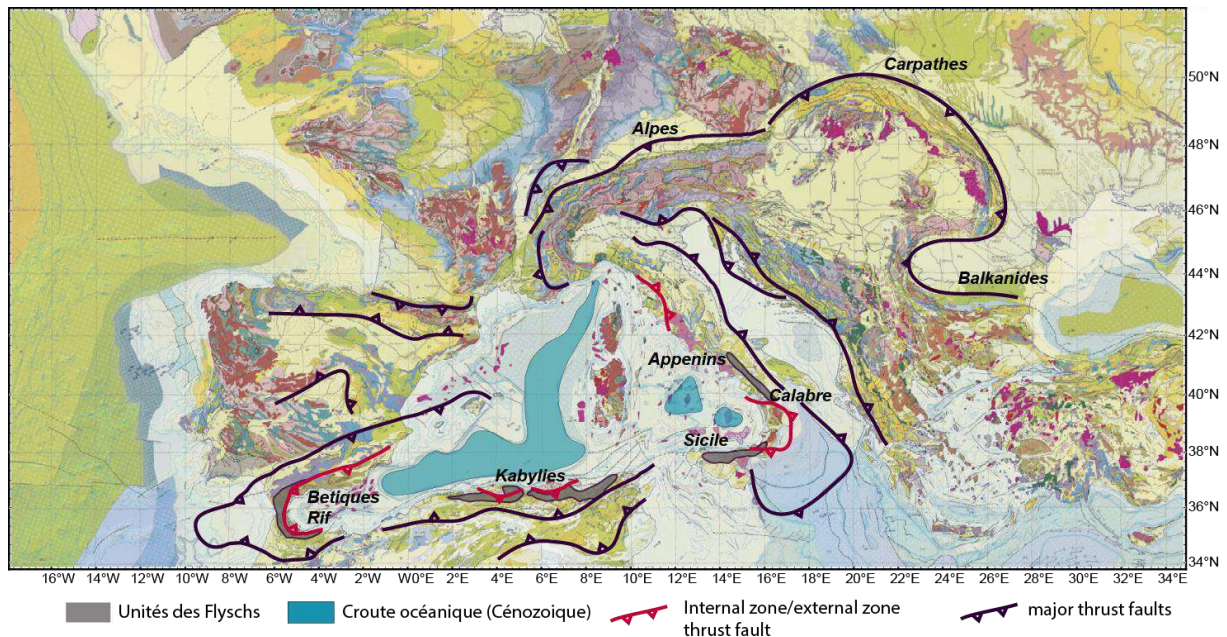


Figure 28: Carte géologique à grande échelle représentant les différents affleurements attribués aux unités de flyschs Mésozoïques depuis les Appenins jusqu'à l'arc de Gibraltar.

3.1.2. Découpage stratigraphique

Les premiers dépôts tubiditiques sont datés du Crétacé inférieur et se sont déposés dans un environnement marin profond, probablement au niveau de la partie la plus distale d'une marge, sur un domaine de croûte « transitionnelle » (Durand Delga et al, 2000). Cette décharge gréseuse est généralement attribuée à un évènement climatique/eustatique plutôt que tectonique (Wildi, 1983). Les séries tertiaires sont, caractérisées par une décharge détritique silicoclastique importante au Miocène inférieur liées aux événements tectoniques affectant la région à cette époque et à une forte baisse du niveau marin.

Les flyschs maghrébins sont divisées en deux grandes unités (Bouillin et al., 1970). Chacune est associée à des domaines paléogéographiques séparés, en fonction de leur position structurale, géographique et de leurs caractéristiques pétrographiques. En se plaçant sur la marge Africaine, les flyschs Massyliens correspondent aux dépôts les plus externes par rapport aux flyschs Maurétaniens plus internes. L'extension spatiale de cette unité de flysch est extrêmement importante et il est donc courant de faire des généralités ou des simplifications concernant la stratigraphie et ou la structure de ces unités. Ces généralités sont nécessaires pour proposer un scénario global d'évolution de ces flyschs qui trouve sa place dans le modèle géodynamique d'ouverture de la Méditerranée. Dans la suite de ce chapitre, on s'attachera à décrire les unités «types/ou idéal» définies d'après l'étude des

séries de flyschs qui affleurent dans la chaîne du Rif et en Afrique du Nord, où elles sont généralement les mieux développées.

3.2. Stratigraphie

Comme dit précédemment, les séries Massylienne et Maurétaniennes ont une très grande extension géographique. Par conséquent, il existe une forte variabilité dans la qualité d’affleurement et dans la séquence stratigraphique elle-même selon la localisation des affleurements. Dans la partie suivante, je décris les quelques caractéristiques des séries Massyliennes et Maurétaniennes que l’on retrouve en Afrique du Nord et en Andalousie. Ces informations sont en grande partie tirées de la synthèse réalisée par Wildi (1983) et complétées par plusieurs publications de référence.

3.2.1. Séries massyliennes

3.2.2. Séries massyliennes d’âge Crétacé inférieur

Affleurements d’Afrique du Nord

Les séries Massylienne crétacé débutent à l’Albien (El Talibi et al., 2014), elles se caractérisent dans le Rif par les séries de Meloussa (Durand Delga, 1965) et du Jebel Chouamat (Andrieux et Mattauer, 1962) mais la série type de cette formation a été définie en grande Kabylie (Gélard, 1979).

Dans les grandes Kabylies, la série Massylienne crétacé comporte tout d’abord une formation de pélites sombres avec des intercalations de grès quartzitiques gris vert sur plus de 100m puis des pélites verdâtres ou polychromes datées, d’après les rares microfaunes présentes, de l’Albien. Cette formation est suivie par moins de 50m de marnes grises à bancs de micrites puis de phtanites du Cénomani (Didon, 1973 ; Michard et al., 2008).

Dans le Rif, la série de type flyschs débute avec un flysch silicoclastique dans lequel alternent des niveaux argileux ou marneux et des niveaux turbiditiques de grès moyen à fin (El Talibi et al., 2014). Ces grès Aptien-Albien d’une épaisseur d’environ 700m se sont déposés au niveau des lobes distaux d’un système turbiditique profond (Gübeli et al., 1984 ; Michard et al., 2008).

Le socle de ces flyschs est représenté par de rares terrains calcaires et ou volcaniques (pillow) datés, d’après une ammonite, du Bathonien (Durand Delga, 1980), retrouvés à la base de la série. Cependant, l’assemblage de pollens retrouvés dans les marnes au-dessus et

en dessous de ces pillow-lavas donnent des âges Coniacien-Campanien contradictoires avec l'âge Jurassique moyen cité plus haut (Gübeli et al., 1984). L'attribution de ces terrains jurassiques au substratum du flysch Massylien reste donc encore incertaine.

Affleurements en Espagne

Les équivalents de ces terrains dans les Bétiques sont les unités de Facinas et des flyschs d'Ubrique (Martin Algarra, 1987). L'unité de Facinas est constituée par des argiles (polychromes/manganifères) de milieu océanique et des bancs de grès ferrugineux à grains fins. Cette formation est datée de l'Aptien supérieur par des orbitolines et une ammonite (Didon, 1973). Structuralement, l'unité de Facinas semble être chevauchante sur l'unité d'Almarchal qui représenterait l'équivalent de l'unité de Tanger interne (Didon, 1973).

Le flyschs d'Ubrique est situé en position assez externes dans l'Ouest des cordillères Bétiques. Il débute avec des marnes et argiles grises et vertes associées à des turbidites finement gréseuses, micacées et plus ou moins riches en matériel détritique carbonaté. Dans les niveaux marneux, des foraminifères planctoniques ont donné un âge Albien supérieur. La suite de la série est constituée par des radiolarites et phtanites de la limite Cénomanién-Turonien (Thurrow and Kuhnt., 1986) suivies par plus de 200m de marnes, marno calcaires, turbidites calcaires et microbrèches du Crétacé supérieur (Bourgeois, 1978 ; Martin-Algarra, 1987 ; Martin-Algarra et al., 2004).

Il a déjà été proposé que les unités de Flyschs se soient déposées en continuité des unités du Rif interne sur la marge africaine entrecoupée ou non par deux zones de croûte hyper amincie (Michard et al., 2014 ; Leprêtre et al., 2018) (Fig. 29). D'après nos observations personnelles, la discontinuité des unités à faciès flyschs et l'homogénéité des faciès ne permettent pas clairement de séparer dans les Bétiques l'unité des Flyschs s.s de l'unité d'Ubrique qui représenteraient un équivalent de l'Intrarif Rifain. La position structurale de l'unité d'Ubrique et les implications que cela a sur la répartition initiale des Flyschs sera discutée dans la suite de ce travail (chapitre 4).

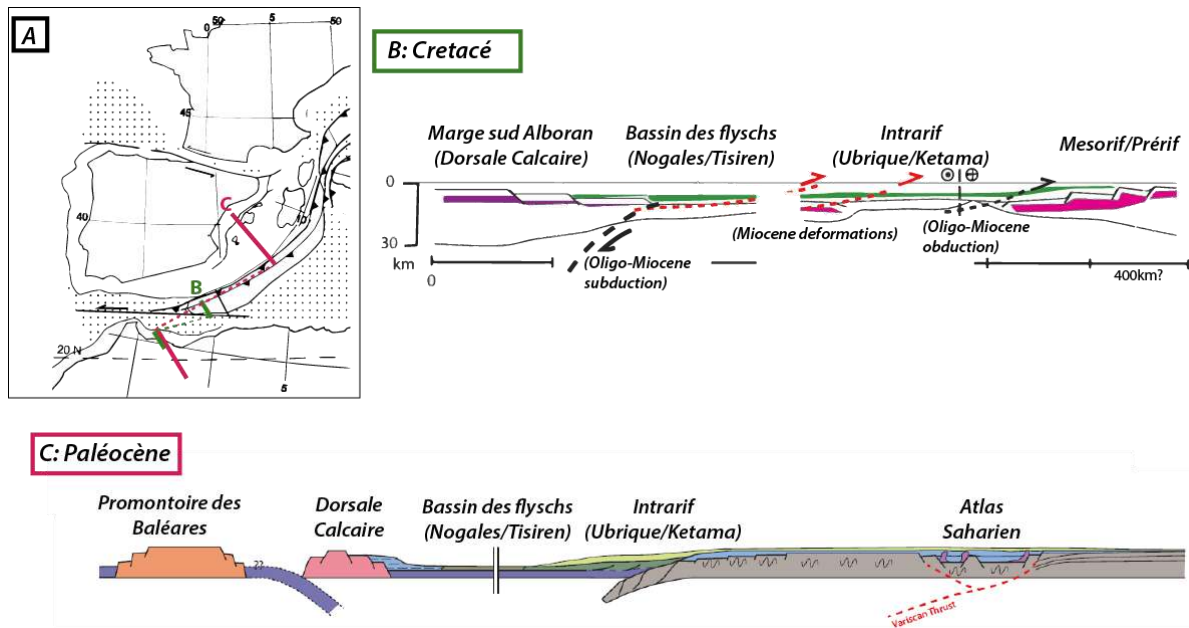


Figure 29: Configuration paléogéographique de la Méditerranée occidentale au Crétacé supérieur-paléocène illustrant la position et en coupe des grands domaines litho-stratigraphiques. A: Reconstruction paléogéographique au Crétacé supérieur-Paléocène d'après Michard et al. (2002) ; B: Coupe schématisée au Crétacé (modifié d'après Michard et al., 2014) ; C: Coupe schématisée au Paléocène (modifiée d'après Leprêtre et al., 2018).

3.2.3. Séries massyliennes d'âge Tertiaire

La série massylienne se caractérise au Miocène inférieur par la formation Numidienne. Cette formation affleure sur une surface de plus de 2000km de large et son épaisseur peut atteindre 3km. Le terme « Numidic » a pour la première fois été utilisé en Algérie (Ficheur, 1890). Des séquences similaires ont plus tard été décrites en Espagne (Gavala, 1924) sous le terme « Areniscas de Aljibe » puis dans le reste du Maghreb et dans les Apennins (Gottis, 1953 ; Selli 1957 ; Schmidt di Friedberg et al., 1960).

Afrique du Nord

On distingue dans le Numidien, des séries plus externes et des séries plus internes (Fig. 30). Ces séries internes et externes sont elles-mêmes divisées en trois sous unités, le sub-Numidien (ou infra-Numidien), le Numidien et le supra Numidien déposées entre l'Oligocène et le Burdigalien (Didon et al., 1984 ; Guerrera et al., 1992, 2012) (Fig. 30).

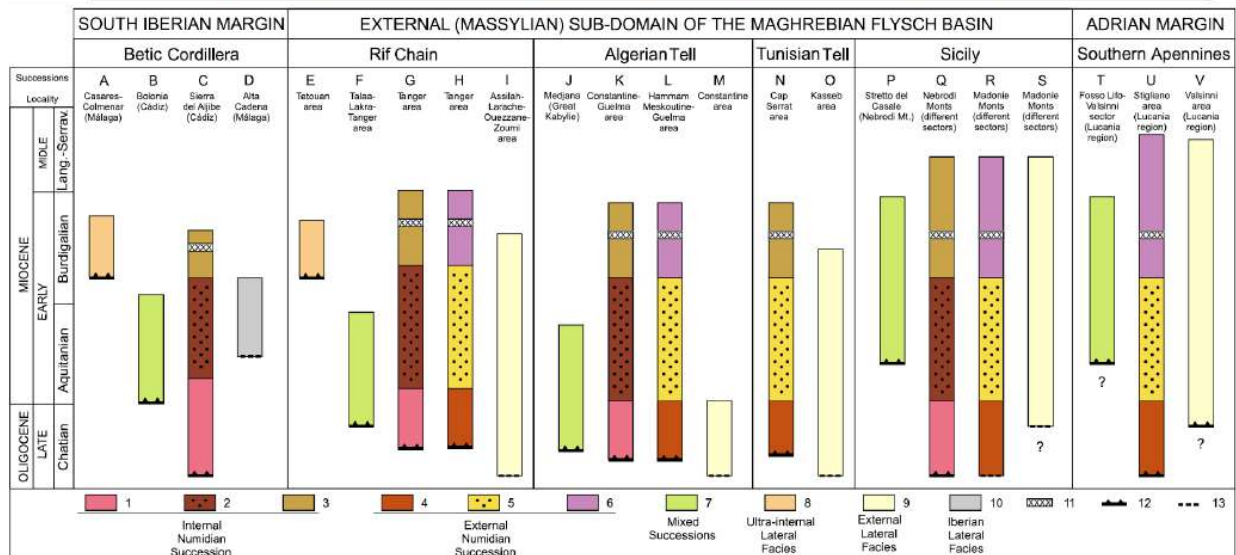
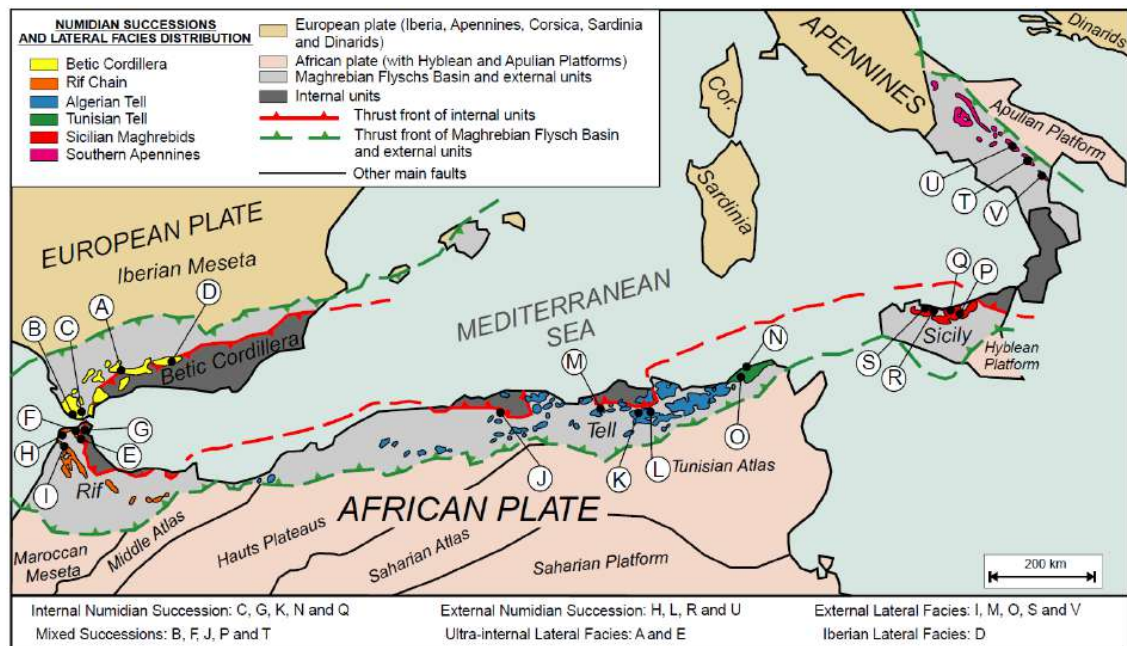


Figure 30: Carte de la répartition des séries Numidiennes internes et externes dans les chaînes périMéditerranéenne. Dans la partie inférieure de l'image, colonne chronostratigraphiques des successions types des différents faciès du numidien, la position des différents logs est indiquée par les lettres sur la carte. Les lithologies des séries de types externe et interne sont décrites dans le texte, pour une description détaillée des différentes lithologies voir le papier de référence (Guerrera et al., 2012)

Les séries externes se sont déposées dans un domaine assez proximal sur la marge Africaine. Elles se caractérisent par une séquence sous numidienne constituée de pélites de couleur brune et de turbidites calcaires, une séquence numidienne composée de grès quartzarénitiques et dans le supra-Numidien, par des marnes à niveaux de silexites (Fig. 29). Le domaine interne, le sous numidien est composé par des argiles bariolées à Tobotomaculum, le Numidien est toujours constitué par des grès quartzarénitiques mais les

bancs argileux/marneux sont plus nombreux. Le supra-numidien est comparable à celui du domaine externe (Fig. 30).

Au-delà de cette série Numidienne sensu stricto, d'autres faciès similaires, considérés comme les variations les plus internes du faciès Numidien sont rattachés (Guerrera et al., 1992) à cette unité. Il s'agit des séries mixtes de type Bolonia dans les Bétiques ou de Talaa-Lakrah dans le Rif (Michard et al., 2008) ainsi que les faciès dit « Iberian Lateral Facies » ou encore « Ultra-Internal-Lateral-Facies ». Ces faciès ne sont observés que dans l'Ouest des Bétiques, dans la région de Colmenar au Nord de Malaga et d'Estepona ainsi que dans le Rif dans la région de Tetouan (Alcala et al., 2001, 2013).

Le Numidien en Espagne

L'équivalent dans les Bétiques de la formation Numidienne d'Afrique du Nord est la formation d'Aljibe. Cette unité affleure largement dans la région du Campo de Gibraltar, elle est constituée par la nappe d'Aljibe (s.s), d'une épaisseur moyenne de 1000m et de la série de base (Lujan et al, 2006) qui correspond aux argiles sous Numidiennes. La série de base s'étend du Crétacé supérieur à l'Oligocène terminal. Elles sont constituées par des argiles rouges et vertes à Tubotomaculum et plus ou moins riche en turbidites calcaires (faciès Benaiza). La nappe d'Aljibe est constituée par des turbidites gréseuses massives séparées par de fins bancs argileux. Les séries Numidiennes d'Espagne correspondent donc à des séries numidiennes plutôt internes. L'âge des grès Numidien a longtemps été débattu, les grès numidiens sont difficilement datables en raison de l'absence quasi-totale de faunes dans ces séries. Les grès de la nappe d'Aljibe sont donc datés de l'Aquitaniens grâce

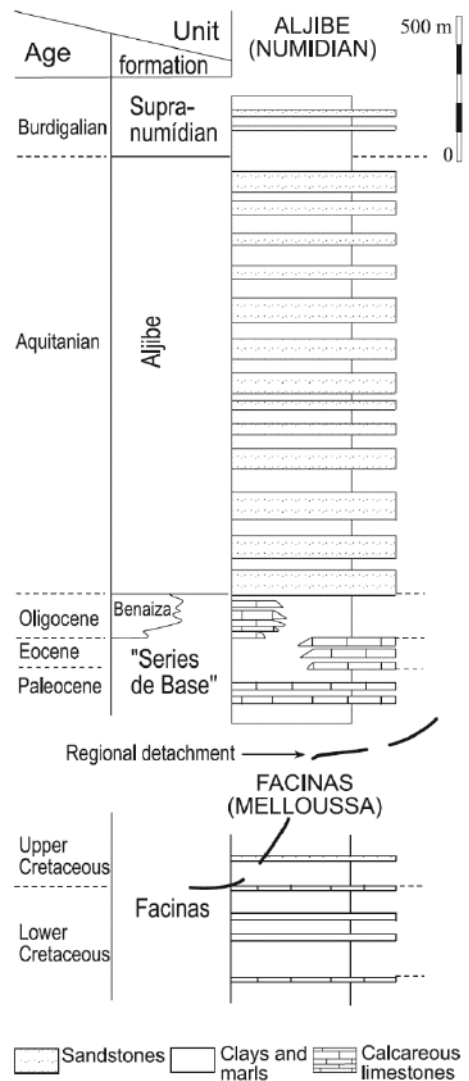


Figure 31: Colonne stratigraphique de la formation d'Aljibe (Lujan et al., 2006),

aux niveaux situés stratigraphiquement sous et au-dessus de la série gréseuse (Boussais, 1978). En effet, les faunes retrouvées dans les argiles sous numidiennes à la base des grès sont datées de l'Oligocène terminal (Didon, 1984) ou du début de l'Aquitaniens. La limite

supérieure est placée au Burdigalien inférieur à moyen et est marquée par les argiles supra-numidiennes. (Didon et al, 1984 ; Esteras et al, 1995 ; Lujan 2006 ; Michard et al, 2008).

3.2.4. Séries maurétaniennes

3.2.5. Stratigraphie des séries Maurétaniennes d'âge Crétacé inférieur

Le flysch crétacé inférieur Maurétanien se retrouve dans l'ensemble des chaînes péri-Méditerranéennes, sous différents noms, flysch de Guerrouch en Algérie (Raoult et al., 1982) ou de Monte Soro en Sicile (Ogniben., 1960 ; Bouillin et al., 1970) (Fig. 32). La coupe type du Jebel Tisiren dans le Rif (Durand Delga et al 1960, 1962 ; Andrieux, 1971) est bien contrainte dans le temps et s'étend du Berriasien à l'Albien moyen (Michard et al, 2008).

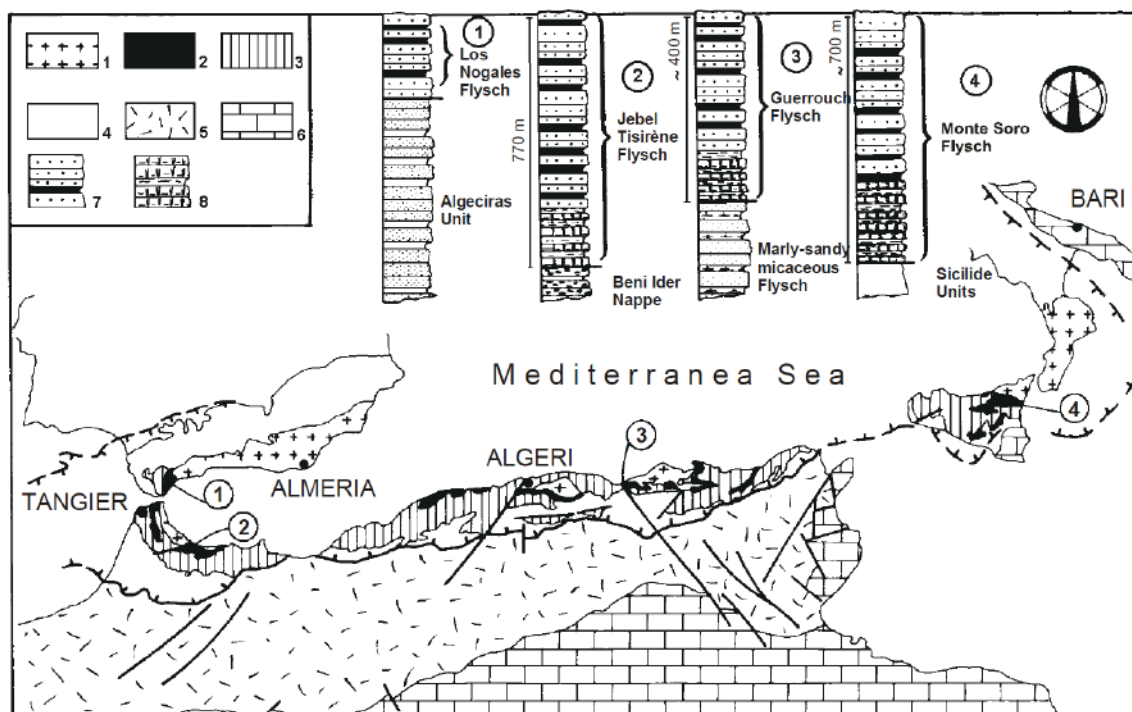


Figure 32: Carte géologique simplifiée des chaînes des Bétiques et des Maghrébides représentant les la localisation des affleurements de flyschs Crétacé inférieur ainsi que les colonnes stratigraphiques représentatives des séries types dans les Bétiques (1), le Rif (2), les Kabylies (3), Sicile (4). (Gigliuto and Puglisi, 2002).

Dans le Rif

Le substratum supposé de ces flyschs a été identifié dans certains points de la chaîne (Olivier et al, 1996). Il est représenté par une formation sédimentaire peu épaisse, principalement composée de calciturbidites, pélites, de radiolarites puis de calcaires micritiques, datée du Jurassique inférieur au Berriasien inférieur (El Kadiri et al., 1989 ; Olivier et al, 1996). On

retrouve aussi, comme c'est le cas pour le substratum des séries Massyliennes, de rares affleurements de roches magmatiques re-sédimentées ou non dans les séries attribuées au substratum des séries Maurétaniennes du Crétacé (Durand Delga, 2000).

La formation de type flysch sensu-stricto commence au Crétacé inférieur avec un « pré-flysch calcaireux » formé par des marnes dans lesquelles s'intercalent des turbidites calcaires, et des calcaires micritiques et contenant des débris d'Aptychus et Calpionnelles du Berriasien au Valanginien. La sédimentation gréseuse commence à se mettre clairement en place à l'Hauterivien avec une formation de turbidites gréseuses dans laquelle subsistent quelques bancs détritiques calcaires. La coupe du Jbel Tisiren se termine par environ 500m de flyschs gréseux probablement daté du Barrémien par corrélation avec la coupe de Ras Cires à l'extrémité nord de la chaîne Rifaine. La coupe de Ras Cires permet d'observer la suite de la série dite du Jbel Tisiren. Dans cette coupe, au Barrémien (Chalouan et al., 2006) et à l'Aptien inférieur (Durand-Delga et al., 1999), on observe le renouveau d'une sédimentation plus fine (Preflysch) représentée par des pélites, des turbidites calcaires et des bancs carbonatés (micrite). Enfin, la série se termine par une décharge détritique plus grossière qui prend la forme d'une série turbiditique datée de l'Aptien supérieur à l'Albien supérieur (Durand Delga et al., 1999).

Pour ce qui est de la pétrographie de cette unité, les turbidites calcaires, situées à la base de la série, peuvent être attribuées à la classe de calclithites (Folk, 1965) et les grès correspondent eux à des subarkoses (Folk, 1965) à plagioclases, ils se composent donc essentiellement de quartz, dans une moindre mesure de feldspaths et en faible quantité de fragments de roches généralement épi-métamorphiques et rarement volcaniques (Gigliuto and Puglisi., 2002).

En Espagne

En Espagne, la formation de Nogales représente l'équivalent de la formation du Jbel Tisiren. Cette formation est très peu représentée en Espagne. Elle débute par une série datée du Valanginien à l'Hauterivien similaire au pré-flysch de la série du Jbel Tisiren avec environ 100 m de marno-calcaires et d'argiles, associés à des niveaux gréseux et des niveaux de micro-brèches calcaires à Aptychus. La deuxième partie de l'unité de Nogales est formée par 200m de grès fins, de couleur brune ou jaune.

3.2.6. Stratigraphie des séries Maurétaniennes d'âge Tertiaire

En Afrique du Nord

En petite et grande Kabylie, le flysch maurétanien Tertiaire n'est représenté que par un «flysch Eocène à Oligocène remaniant du matériel cristallophyllien » (**Biardeau et al., 1983**). Wildi (1983) mentionne aussi, dans les Kabylies, la présence d'un flysch « grés-micacé » de l'Oligo-Miocène inférieur au sommet des séries massyliennes Crétacé supérieur. La nature de ce contact est incertaine, il pourrait s'agir d'un contact stratigraphique ou tectonique.

Dans le Rif, il est représenté par la formation de Beni Ider dont les affleurements célèbres sont indiqués sur la Figure. 33. Cette formation débute par une unité de pré-flysch qui s'étend du Crétacé sup à l'Oligocène moyen et qui contient à sa base des turbidites gréseuses indiquant une parenté stratigraphique avec le flysch du Jbel Tisiren (Michard et al., 2008). D'après Michard et al. (2008) ce pré-flysch débute par des argiles noires du Cénomaniens-Turonien de façon analogue aux séries massyliennes. Ces niveaux de black shales ne sont en revanche pas décrits par d'autres auteurs (Wildi, 1983 ; Hoyez, 1989). Le reste du Crétacé supérieur est constitué par des pélites, microbrèches et turbidites calcaires contenant des éléments calcaires attribués à la Dorsale et des roches à faciès Verrucano attribuées au Permo-Trias des Malaguides. Au Paléocène, les turbidites calcaires se caractérisent par la présence de *Microcodium* remaniés. L'Eocène se caractérise lui par l'apparition de grès massifs ou turbiditiques, riches en Nummulites. Suivent des brèches chaotiques et des olistolithes dans un ensemble pélitique à la transition Eocène-Oligocène (Michard et al, 2008). A partir de l'Oligocène sup et jusqu'au Burdigalien moyen/supérieur (de Capoa et al, 2007), se dépose le flysch grés-micacé caractéristique des séries Maurétaniennes tertiaires.

En Espagne

La stratigraphie de l'unité d'Algeciras est similaire à celle décrite précédemment pour l'unité de Beni-Ider. Les affleurements remarquables de la formation d'Algéciras sont indiqués sur la carte de la Figure. 33. La série débute au Crétacé supérieur par des marnes, marno-calcaires et quelques niveaux de grès et de micro-brèches carbonatées. Le Paléogène est essentiellement constitué par des argiles colorées contenant quelques niveaux de micro-brèches carbonatées ou de turbidites calcaires remaniant des microcodiums au Paléocène puis des Nummulites à l'Eocène. Cette série se termine par un passage graduel à une série

pelito-gréseuse, puis au flysch grés-micacé pouvant dépasser 1000m d'épaisseur et dont la coupe la plus représentative se trouve au niveau des falaises de Punta del Carnero (Fig. 33)

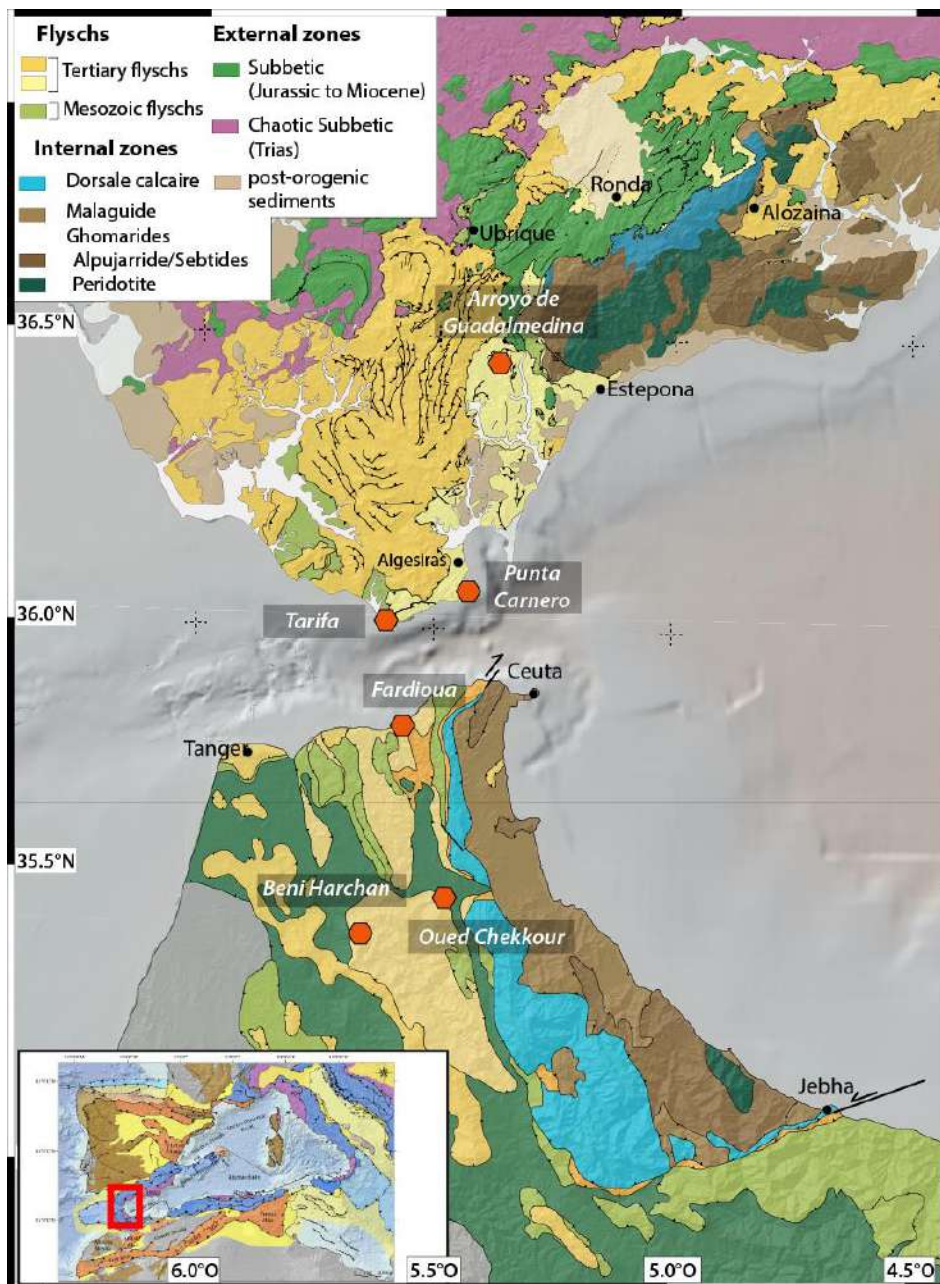


Figure 33: Carte géologique de l'extrémité Ouest de l'Arc de Gibraltar (Didon et al., 1973) et localisation des principaux affleurements des unités d'Algeiras dans les bétiques et de Beni-Ider dans le Rif (D'après Zaghoul et al., 2002 ; de Capoa et al., 2007).

3.3. Structure et déformation

La structure de l'Unité des Flyschs est assez mal connue. Néanmoins ; quelques considérations générales peuvent être faites: les flyschs sont en position structurale supérieure par rapport aux zones externes et sont chevauchés par les zones internes (Figs.

14, 34). Les Unités de Flyschs sont classiquement interprétées comme un empilement de nappes, à vergence ouest à nord-ouest dans les Bétiques et ouest à sud dans le Rif. Les nappes maurétaniennes, sont en position structurale supérieure par rapport aux nappes massyliennes (Fig. 34). Cette position est interprétée comme le reflet de la paléogéographie initiale du bassin (Michard et al., 2008).

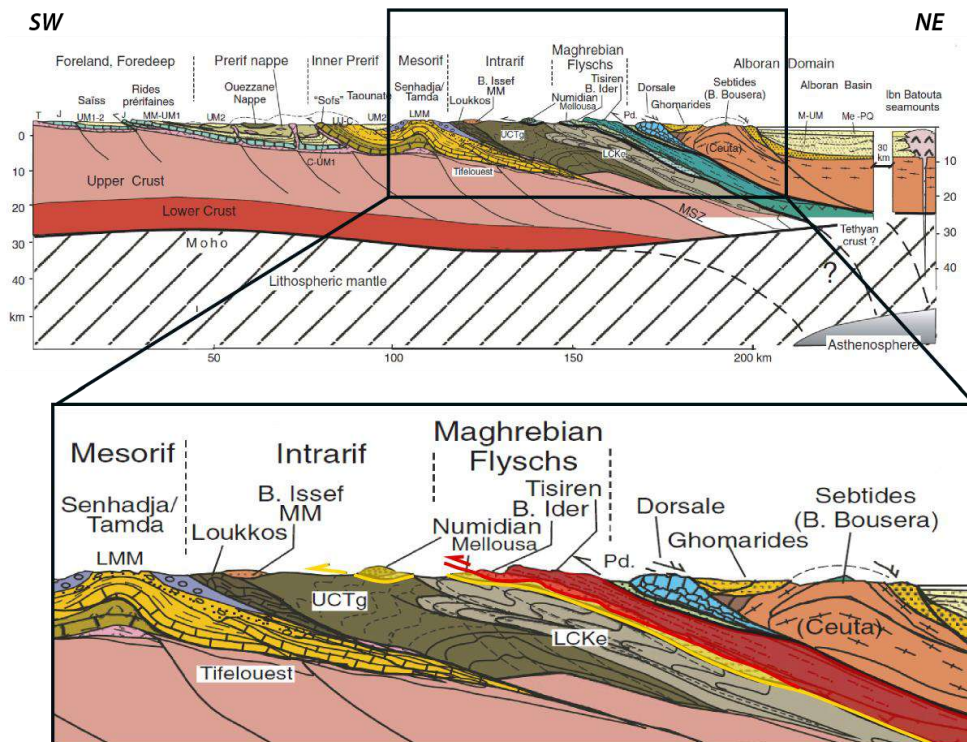


Figure 34: Coupe structurales du Rif d'après Michard et al. (2008). Encart, gros plan sur l'unité des flyschs, illustrant la position structurale supérieure des unités maurétaniennes (en Rouge) de Beni-Ider et du Jebel Tisiren par rapport aux unités massyliennes (en Jaune) du Numidien et de Meloussa.

Un second point majeur pour les reconstructions paléogéographiques est la continuité stratigraphique des séries massyliennes et maurétaniennes depuis le Crétacé inférieur. Elle semble indiquer que le bassin des flyschs a été déformé postérieurement au dépôt des séries Miocène inférieur. L'âge des déformations de ces séries est déterminé à partir de l'âge des sédiments les plus récents impliqués dans la déformation. A partir de ces observations un âge post-Burdigalien supérieur, probablement Langhien-Serravalien, a été déduit (de Capoa et al., 2007 ; Crespo-Blanc et al., 2016).

Sur la marge ibérique, les flyschs Crétacé inférieur sont quasiment absents, ce qui rend les interprétations structurales difficiles. C'est pourquoi beaucoup d'interprétations sont faites à partir d'observations dans le Rif ou en Calabre où ces flyschs affleurent mieux. Les flyschs Crétacé inférieur sont toujours retrouvés désolidarisés de leur substratum Jurassique, séparés des séries du Crétacé supérieur et du Cénozoïques. Cette séparation est attribuée à l'action combinée d'un niveau de

décollement au niveau des séries argilo-gréseuses du Crétacé supérieur et du Paléocène dans le bassin des Flyschs et des niveaux évaporitiques des subbétiques. Dans le bloc supérieur de ce chevauchement plat à vergence vers l'ouest, les unités de flyschs Cénozoïques forment une imbrication de chevauchements et retro-chevauchements à vergence ouest et est respectivement (Fig. 35). Lors des campagnes de terrain que nous avons effectuées, aucun chevauchement basal, responsable de la juxtaposition du domaine des Flyschs avec celui de la marge Ibérique n'a pas pu être observé (Chapitre 4). Des déformations extensives syn- à post-Langhien-Serravallien affectent aussi l'empilement de nappes. Ces déformations extensives radiales sont liées aux décrochements et rotations associées qui donnent sa courbure actuelle à l'arc de Gibraltar (Balanyá et al., 2007, 2012 ; Crespo-Blanc et al., 2016).

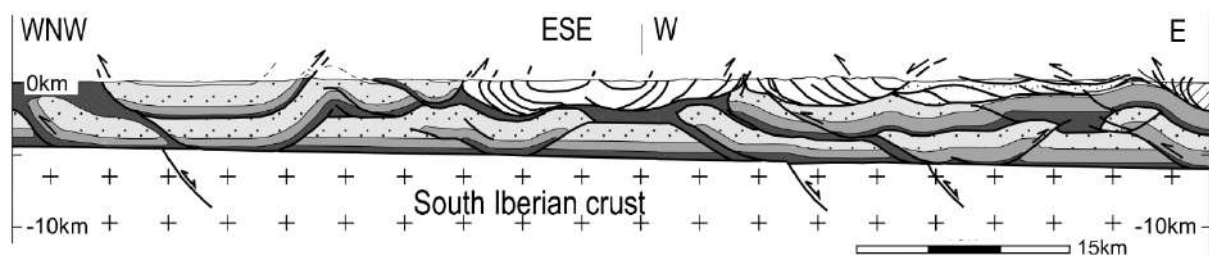


Figure 35: Coupe structurale au niveau du Campo de Gibraltar montrant la déformation des unités de flyschs et des zones externes (Lujan et al., 2006). Les couches blanches sans symboles et pointillées représentent respectivement les unités d'Aljibe et d'Algeciras et les couches en teintes de gris correspondent aux Subbétiques. La localisation de la coupe est indiquée sur la figure 12.

Comme dans les Prébétiques (Martínez del Olmo, 1999 ; Roca et al., 2006 ; Rubinat and Roca, 2012), ou dans le domaine intermédiaire (Maldonado and Ruiz-Ortiz., 1982), des évidences de déformations depuis le Crétacé, liées à la tectonique salifère sont observables dans les Bétiques occidentales, au niveau des Subbétiques internes et du domaine des Flyschs (Flinch et al., 1996 ; Flinch and Soto, 2017). Les données apportées par Flinch and Soto (2017), associées à nos observations personnelles semblent indiquer que le contact entre flyschs tertiaires et les Subbétiques ne correspond, en réalité, pas à un contact tectonique (voir Chapitre 4).

Les Unités de Flyschs sont en contact avec des sédiments des Subbétiques internes d'âge variable allant du Trias au Paléogène. La géométrie des contacts entre les Flyschs et les Subbétiques peut s'expliquer de façon plus simple par des contacts secondaires liés à des phénomènes diapiriques que par un contact chevauchant à faible pendage (Lujan et al., 2006). On retiendra donc ici, l'hypothèse que ces flyschs se sont déposés en position para-autochtone sur les unités distales de la marge Ibérique préalablement affectées par des phénomènes diapiriques puis déformées en compression pendant le Miocène inférieur. Des évidences géologiques de ces phénomènes peuvent être observées dans les subbétiques, à la longitude de Malaga, au Sud-Est du village de Puente Genil. Dans cette région, Flinch and Soto (2017) décrivent des mini bassins Crétacé supérieur à Paléocène

formés sur le sel Triasique qui forme une ancienne canopée (Fig. 36). D'autres observations structurales appuyant ce scénario sont décrites en détail dans le Chapitre 4.

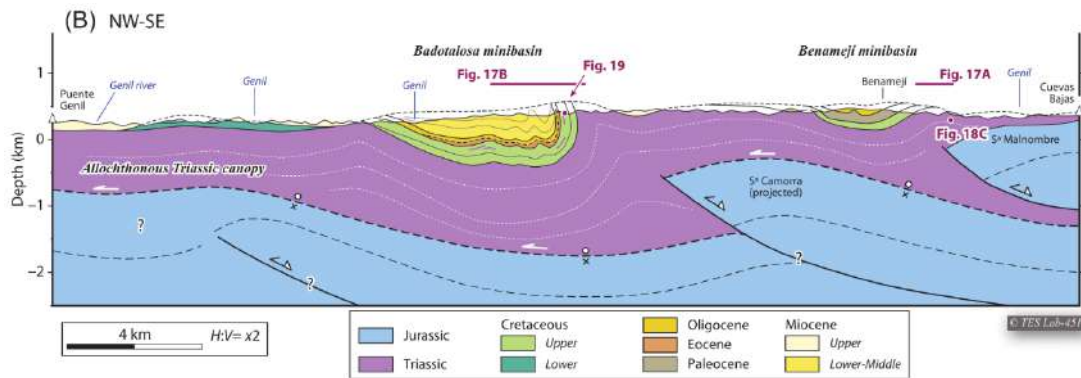


Figure 36: Coupe structurale dans la région de Puente-Genil représentant la relation entre le sel triasique et les mini-bassins de Badotalosa et Benameji (Flinch and Soto, 2017).

4. Evolution paléogéographique et géodynamique de l'Ibérie et de l'Afrique

L'amalgamation du supercontinent Gondwana est le résultat d'un long processus impliquant plusieurs fermetures de domaines océaniques, collisions arc-continent et de collisions continentales entre 750 et 500 Ma pendant les orogénèses Cadomienne et Panafricaine. L'amalgamation du supercontinent Gondwana est le résultat d'un long processus impliquant plusieurs fermetures de domaines océaniques, collisions arc-continent et de collisions continentales entre 750 et 500 Ma pendant les orogénèses Cadomienne et Panafricaine

4.1. La période Paléozoïque

4.1.1. Événements géodynamiques au Paléozoïque

L'ère Paléozoïque débute par les derniers stades de collision de l'orogénèse Panafricaine au Cambrien. S'en suit un épisode de fracturation du super continent Gondwana entre la fin du Cambrien et l'Ordovicien et l'ouverture de l'Océan Rhéique (Fig. 37). L'ouverture de l'Océan Rhéique s'accompagne de la séparation entre le Cambrien supérieur et le Dévonien supérieur de la plaque Avalonia regroupant Terre Neuve, l'Angleterre, les Ardennes et le bloc de Séhoul, et de la plaque Armorica qui regroupe entre autres, le Massif Armoricain, les unités Ibériques et du future AlKaPeCa. La position de la plaque Armorica, et son existence, reste cependant discutée et son déplacement ainsi que le nombre de domaines océaniques entre Laurussia et Gondwana restent discutés (Robardet, 2003). On se référera pour les discussions à suivre aux travaux de Stampfli et al. (2013). Dans ces reconstructions, la plaque Armorica n'existe pas à proprement parler. Elle est représentée par un ensemble composite de blocs continentaux situés initialement au niveau de la marge Nord-

Gondwanienne et séparés de cette dernière lors de l'ouverture de la paléo-téthys au Dévonien (Fig. 37).

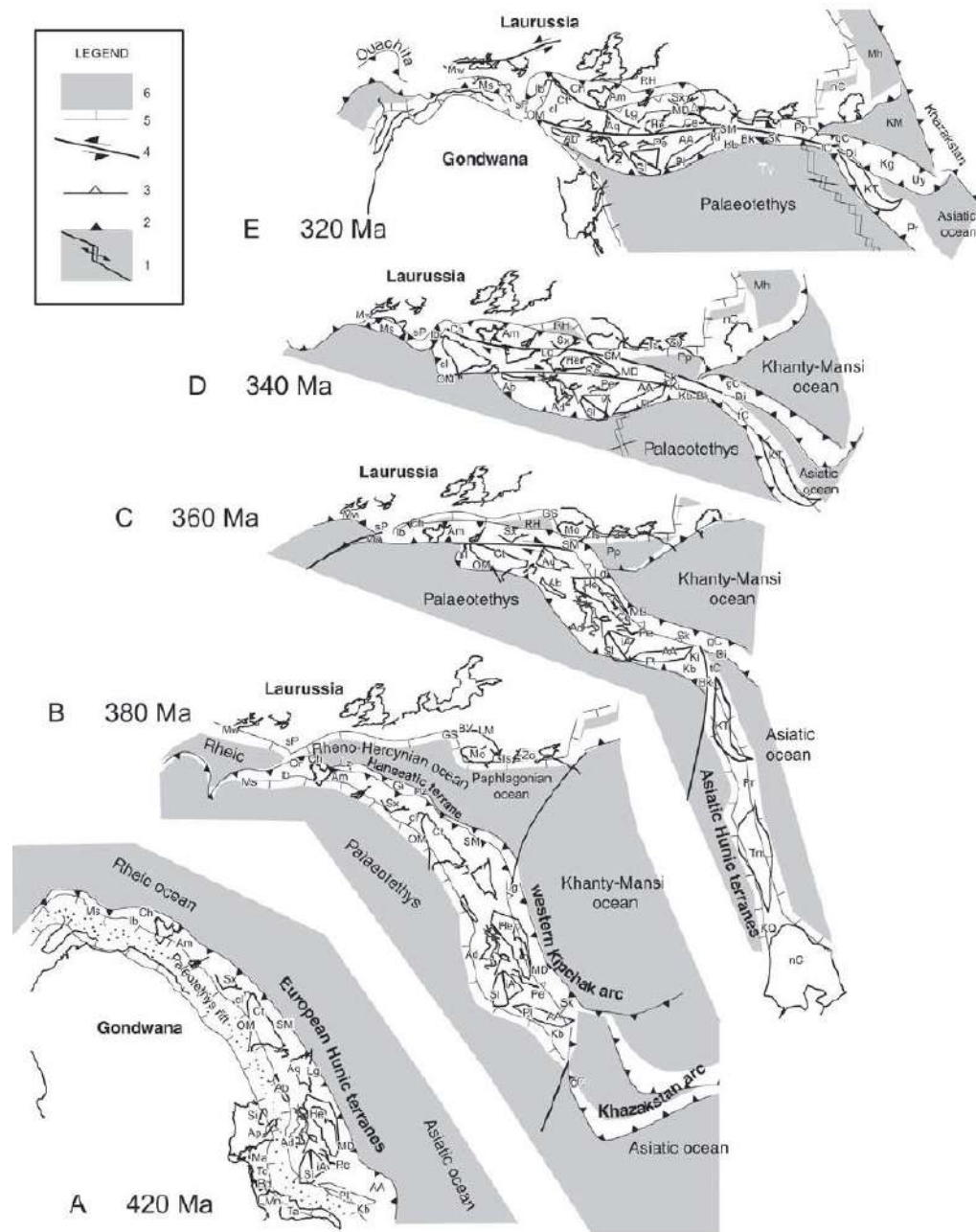


Figure 37: Reconstruction paléogéographique de la marge Nord du Gondwana du Dévonien au Carbonifère moyen (Stampfli and Kozur, 2006).

L'ouverture de la Paléothéthys est liée à la subduction de l'océan Rhéique, sous la marge Nord-Gondwanienne pendant le Silurien supérieur et le Dévonien. L'extension arrière arc en résultant entraîne la migration vers le nord des unités appartenant à « Armorica »/Meguma. Au Carbonifère inférieur, débute la subduction de la Paléotéthys sous les unités d'« Armorica », pour aboutir au Carbonifère supérieur à la collision continentale entre Laurussia et Gondwana et à la formation de la chaîne hercynienne (Stampfli et al., 2013).

4.1.2. La paléogéographie au Paléozoïque

Au Paléozoïque, avant l'ouverture de la Néotéthys et le début du cycle alpin, la position des unités internes dans la zone Peri-gondwanienne est aussi discutée. Les unités d'Alboran, situées au niveau de la marge nord-gondwanienne sont affectées par le rifting et l'ouverture pendant le Dévonien-Carbonifère de la Paléotéthys (Stampfli and Kozur, 2006). Leur position longitudinale le long de cette marge au Dévonien est encore discutée mais les reconstructions existantes sont en accord pour replacer ces unités à l'extrémité ouest de la Paléotéthys à la fin de l'orogénèse hercynienne, à la limite Carbonifère Permien (Fig. 38) (Stampfli et al., 2002, 2011 ; Stampfli and Kozur, 2006; von Raumer et al., 2012 ; Golonka and Gaweda, 2012 ; Rodríguez-Cañero and Martín-Algarra, 2014 ; Esteban et al., 2017 ; Jabaloy-sánchez et al., 2018).

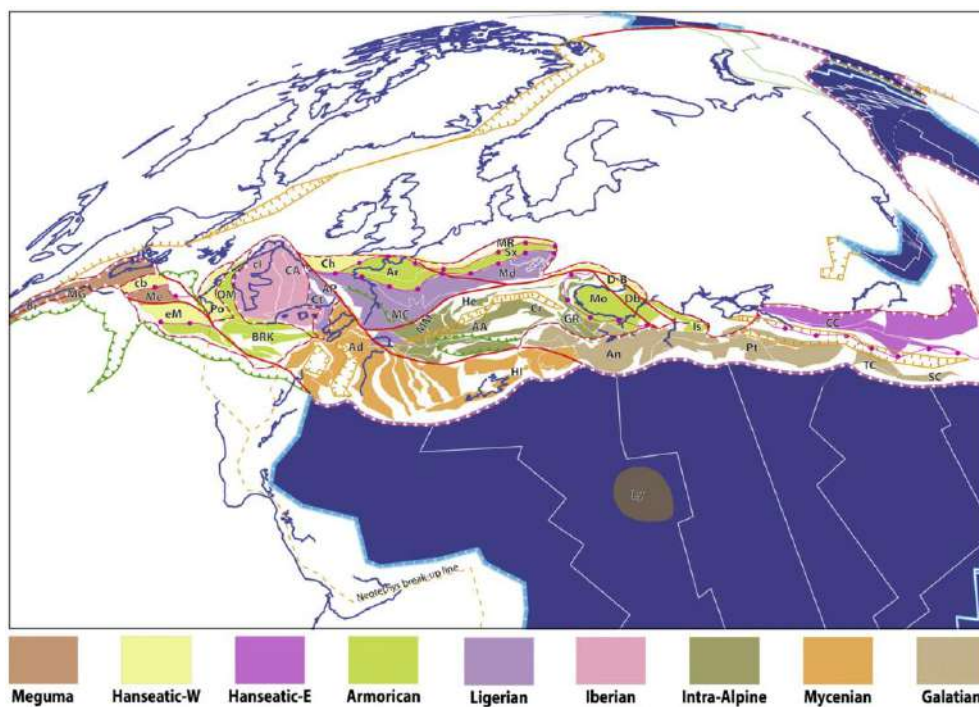


Figure 38: Reconstruction paléogéographique au Carbonifère terminal (Gzhélien), modifiée d'après von Raumer et al. (2012). Les barbulles oranges représentent les zones de rifting, les lignes épaisses bleues associées à des triangles blancs indiquent les zones de marge passive et les rouges celles de subduction, les lignes de couleur associées à des triangles de la même couleur indiquent les chevauchements supposés actifs. Abréviations: Ad: Adria; BRK: Betic-Rif et Kabilies; eM: meseta de l'Est; Me: Meseta marocaine, Mg: Meguma; Po: zone sud-portugaise; OM: zone d'Ossa Morena; CA: Cantabre; AP: Aquitaine et Pyrénées; Ct: Catalogne; cl: Ibérie centrale (Stampfli et al., 2013).

4.1.3. Position des Névado-Filabrides

L'unité des Névado-Filabrides est considérée comme ayant appartenu à la marge nord de la Paléotéthys puis de la Téthys alpine (Fig. 39) mais cette unité, située dans une position très occidentale au niveau de la marge sud de l'Ibérie n'a pas été affectée par l'ouverture de la Néotéthys. Cette affectation à la marge Nord de la Paléotéthys, proche de sa position actuelle, se

base sur la stratigraphie des séries d'âge Carbonifère (Rodríguez-Cañero et al., 2017) et sur la ressemblance des signatures U-Pb sur zircons entre cette unité et celle du massif Ibérique (Pastor-Galán et al., 2013 ; Jabaloy-Sánchez et al., 2018).

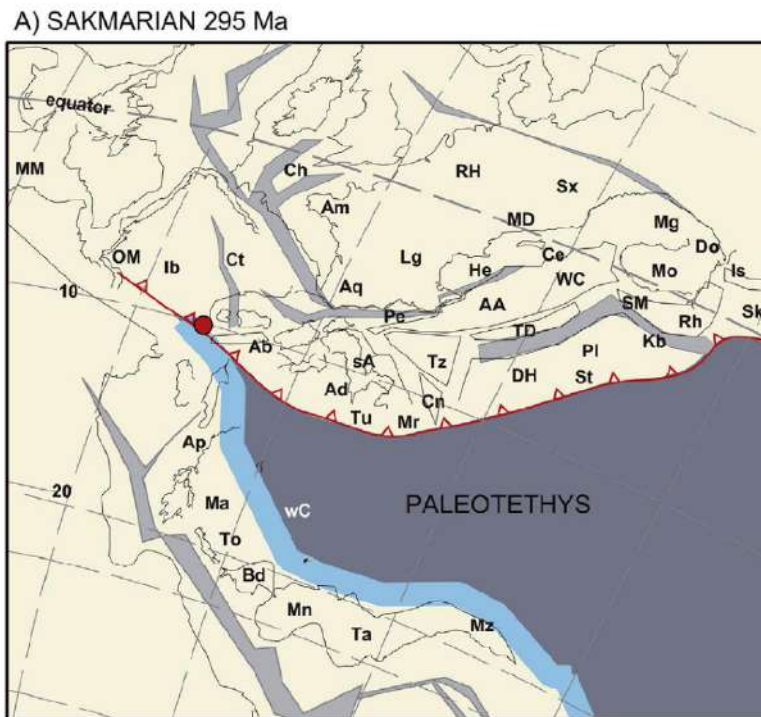


Figure 39: Reconstruction paléogéographique au Permien inférieur (Sakmarien) sur laquelle est indiquée la position de l'unité des Névalo-Filabrides (d'après Jabaloy Sanchez et al., 2018).

4.1.4. Position des Malaguides

La sédimentation Carbonifère des Malaguides montre que cette unité correspond à un ancien bassin carbonifère formé lors de la fermeture de la Paléotéthys et situé à la terminaison de la Paléotéthys (O'Dogherty et al., 2000 ; Rodríguez-Cañero and Martín-Algarra, 2014). Cette partie de la Paléotéthys était probablement formée au Dévonien-Carbonifère par plusieurs bassins océanisés ou non, séparant des unités continentales (Herbig and Statteger, 1989 ; O'Dogherty et al., 2000).

Late Devonian (370 Ma)

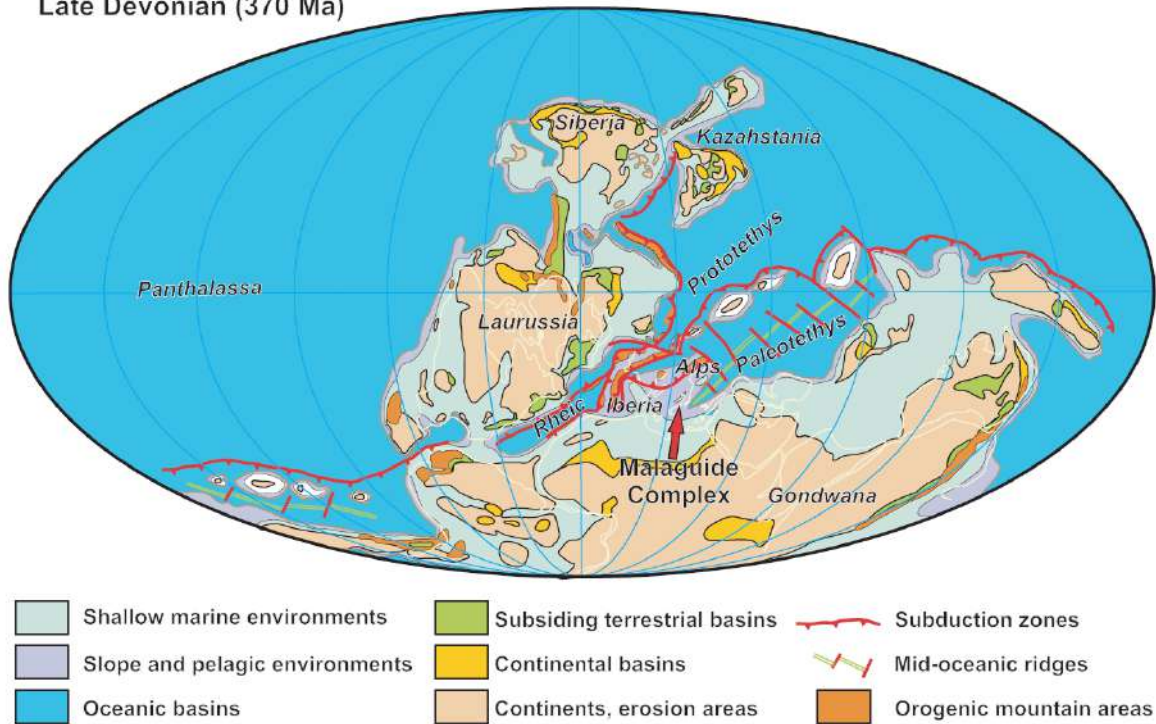


Figure 40: Reconstruction paléogéographique au Dévonien supérieur sur laquelle est indiquée la position supposée de l'unité Malaguide, d'après Rodríguez-Cañero et al. (2014).

Les données U-Pb sur zircons existantes sur le conglomérat de Marbella de l'unité Malaguide ont permis de rapprocher cette unité des terrains à affinité Cadomienne de la zone d'Ossa-Morena. Le conglomérat de Marbella daté du Carbonifère supérieur (O'Dogherty et al., 2000) est classiquement interprété comme représentant les derniers dépôts liés à la fermeture de la Paléotéthys. Cependant, au vu de son âge Permien inférieur (280Ma) (Esteban et al., 2017), cette interprétation nécessite une révision et il pourrait en réalité s'agir des premiers sédiments post-orogéniques. Comme l'unité des Névado-Filabrides, l'unité Malaguide est attribuée à la terminaison occidentale de la Paléotéthys mais à un domaine maritime plus ouvert situé plus à l'Est par rapport au Névado-Filabrides (Fig. 40) (Rodríguez-Cañero and Martín-Algarra, 2014 ; Rodríguez-Cañero et al., 2017).

4.1.5. L'hercynien en Ibérie

L'Ibérie est composée d'unités d'affinités différentes, accolées pendant l'orogénèse hercynienne et impliquant de fortes rotations associées à des mouvements décrochant importants (Catalán et al., 2007). Les différents blocs qui constituent l'Ibérie et le Nord du Maroc, appartenaient soit à la marge nord du Gondwana et en ont été détachées pendant la fermeture de l'océan Rhéique et l'ouverture de la Paléotéthys, au Carbonifère (Ossa-Morena, Galicia-Tras-Os-Montes, Zone Central Ibérique), soit à la marge sud du continent Laurussia (Séhoul Block, Meseta Est Marocaine, zone Sud Portugaise). Les unités associées au continent Laurussia sont actuellement séparées des unités associées au

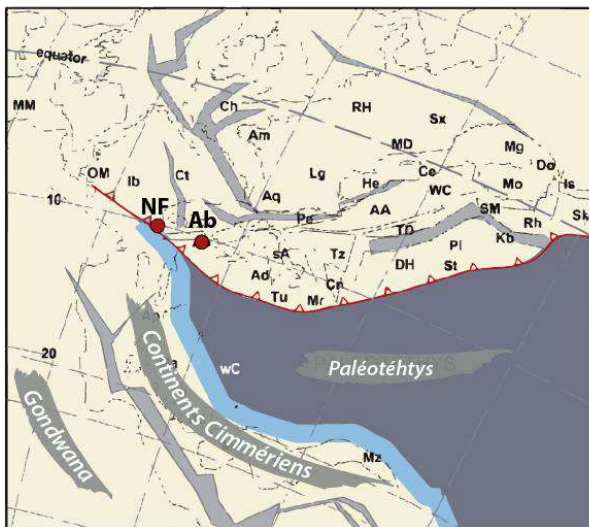
Gondwana par la paléo-zone de suture de l’océan Rhéique. La zone sud portugaise est restée séparée des autres unités Ibériques, jusqu’au Dévonien supérieur/Carbonifère, et son rapprochement des autres unités Ibériques correspond probablement aux derniers stades de fermeture de l’océan Rhéique (Quesada et al., 1994 ; Matte, 2001 ; Braid et al., 2011). Le timing des événements géodynamiques qui ont affectés la zone sud portugaise, sa stratigraphie et la signature U-Pb sur zircons de ces sédiments seront donc différents des autres unités Ibériques.

4.2. La période du Mésozoïque au Cénozoïque

4.2.1. Événements géodynamiques Méso-Cénozoïques

Faisant suite à l’orogénèse hercynienne, le cycle Alpin débute au Permo-trias par une période d’amincissement que l’on retrouve à l’échelle de l’Europe, lié à l’effondrement de la chaîne Hercynienne. La subduction de la Paléotéthys vers le Nord sous la marge européenne et le rifting au niveau de la marge nord-gondwanienne entraîne la migration des unités Cimmériennes (Fig. 41) vers le Nord et l’ouverture de la Néotéthys (Stampfli and Kozur, 2006). Les zones de rifting majeures vont se localiser au niveau du futur océan Atlantique et de la Néotéthys à l’Est.

Permien inférieur: 295Ma



Jurassique inférieur: 180 Ma

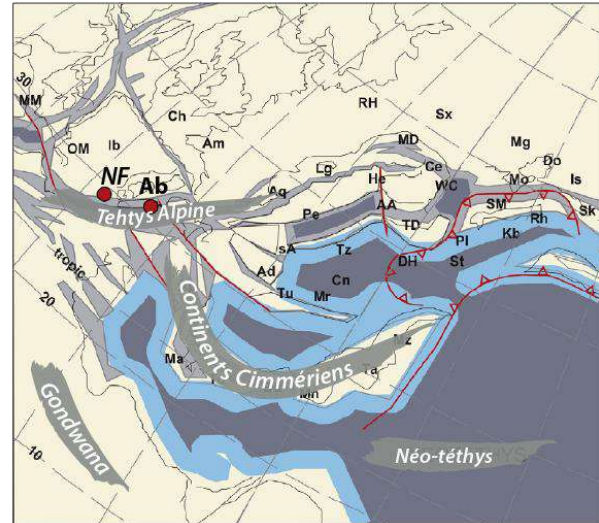


Figure 41: Reconstitution paléogéographique au Permien et au Jurassique inférieur. Montrant la transition entre la fermeture de la Paléo-téthys et l’ouverture de la Néotéthys suite à l’orogénèse Hercynienne. Points rouges marqués NF et Ab indique la position supposée des unités d’Alboran et des Nevado Filabrides (modifié d’après Jabaloy-sánchez et al., 2018 et Stampfli and Kozur, 2006).

Au niveau de l’actuelle Méditerranée occidentale, le rifting a lieu essentiellement au Jurassique inférieur. Il se solde par une période d’accrétion océanique et par l’ouverture de la Téthys Alpine et de la Téthys Maghrébine, reliant le domaine Alpin téthysien à l’Atlantique central (Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Schettino et Turco et al., 2011 ; Leprêtre et al., 2018). Cette phase de rifting se traduit à la limite entre les plaques Afrique et Ibérie par un important mouvement décrochant jusqu’au

Jurassique supérieur Crétacé inférieur. Ce mouvement décrochant senestre, le long de la zone de faille d’Azores-Gibraltar a entraîné la segmentation de ce domaine par plusieurs failles transformantes orientées NW-SE (Fig. 43). Bien qu’il soit généralement admis que cet espace ait été océanisé lors du rifting Jurassique, la nature de la croûte au niveau de la limite de plaque entre l’Ibérie et l’Afrique à la jonction entre la Téthys Alpine et l’océan Atlantique reste mal connue et seul de rares reliques de magmatisme basique pourrait attester de la présence de croûte océanique au niveau de la Téthys maghrébine et de la terminaison occidentale de la Téthys alpine (Guerrera et al., 1993 ; Durand Delga et al., 2000 ; Puga et al., 2017).

Une deuxième phase de rifting liée à l’ouverture de l’Atlantique centrale au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur affecte ensuite les marges de la plaque Ibérique et la marge Nord de l’Afrique. Ce second épisode de rifting s’est exprimé de façon variable selon les endroits. Dans les Pyrénées, l’amincissement extrême est marqué par un événement thermique Albien, associé à l’exhumation du manteau sous continental (Clerc et al., 2012, 2015 ; Vacherat et al., 2014 ; Tugend et al., 2014, 2015). Au niveau de la marge sud-Ibérique cet épisode d’amincissement est moins marqué et se traduit par une augmentation de l’apport détritique et le dépôt de puissantes formations turbiditiques dans le domaine intermédiaire (formation Cerrajón) (Ruiz-Ortiz, 1980; Ruiz-Ortiz et al., 2006) mais aussi par une reprise de l’extension dans le bassin d’Algarve (Ramos et al., 2016) et dans le bassin de Valence (Etheve et al., 2016). Enfin dans le Rif, ce dernier épisode de rifting est responsable de l’extension et de l’exhumation du manteau sous continental dans le bassin de Ketama (Vázquez et al., 2013). Faisant suite à cette période de rifting, la fermeture de la Néotéthys va entraîner la formation des chaînes alpines, que l’on retrouve aujourd’hui dans tous le Sud de la plaque Europe, depuis l’Himalaya à l’Est jusqu’au Rif et aux cordillères Bétiques à l’Ouest, à la jonction avec l’océan Atlantique. L’histoire géodynamique cénozoïque est décrite dans la partie I-C de ce chapitre.

4.2.2. Paléogéographie Afrique-Ibérie du Mésozoïque au Cénozoïque

L’extension post-hercynienne a entraîné une segmentation complexe de la croûte continentale au niveau de la terminaison occidentale du domaine téthysien, à la transition avec le futur océan Atlantique. Dans ce contexte, la position pendant le Mésozoïque des unités constitutives des zones internes des Bétiques et du Rif est sujette à débat. Les modèles existants placent souvent les unités d’Alboran (Malaguide, Alpujarride) et d’AlKaPeCa dans une position très orientale comparée à leur position actuelle. Ces unités sont, soit considérées comme appartenant au continent Européen (Dercourt et al., 1986 ; De Jong, 1993 ; Lonergan et al., 1997 ; Crespo-Blanc et al., 2001 ; Jolivet and Faccenna, 2000 ; Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Dèzes et al., 2004 ; Serrano et al., 2007 ; Platt et al., 2013 ; Schettino and Turco, 2011 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Faccenna et al., 2014) ou à une microplaque continentale séparée de l’Afrique et de l’Europe par deux domaines

marins qui formeront les terminaisons occidentales de la Téthys. Ces deux domaines formeront au Jurassique, lors de la période de rifting majeure, des domaines océaniques étroits, l'océan Névalo-Filabrides ou océan ouest-ligure pour l'un et la Téthys Maghrébine pour l'autre (Fig. 44) (Martín-Algarra, 1987 ; Michard et al., 2002 ; Guerrero et al., 1993, 2005, 2012, 2014a ; Martín-Algarra et al., 2009 ; Martín-Algarra y Vera, 2004 ; Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Leprêtre et al., 2018). Le modèle de Vergés and Fernández (2012) et Casciello et al., (2015) rattache les Alpujarrides et les Névalo-Filabrides à la marge Ibérique et l'unité des Malaguides plutôt à la marge sud de la Téthys Alpine et donc à l'Afrique. Dans ces différents modèles, la longitude à laquelle sont placées les unités d'Alboran est aussi variable, ce qui implique des quantités de déplacement différentes depuis le Crétacé. Ces déplacements peuvent être assez faibles, de l'ordre de 200km (Vergés and Fernández, 2012 ; Platt, 2013) mais peuvent atteindre plus de 1000 km (Martín-Algarra et al., 2009) d'où l'importance de mieux contraindre ces reconstructions.

4.2.3. Mésozoïque

Les reconstitutions paléogéographiques sont fondées en grande partie sur la stratigraphie régionale. Dans cette optique, une synthèse de la stratigraphie à l'échelle du bassin des flyschs, des zones internes et de la marge Ibérique a été réalisée dans le cadre de cette étude. Les données utilisées proviennent des synthèses de Michard et al. (2008), Martín-Algarra et al. (2009), Guerrero et al. (2014a) en plus des études plus locales de Serrano et al. (1995, 2006, 2007), Serra-Kiel et al. (1998), Martín-Martín et al. (1997) et Maaté et al. (2000) essentiellement. La synthèse qui a été produite (Fig. 42), présentée en plus en détails dans les résultats du chapitre 4 intègre certaines interprétations sur la géologie régionale.

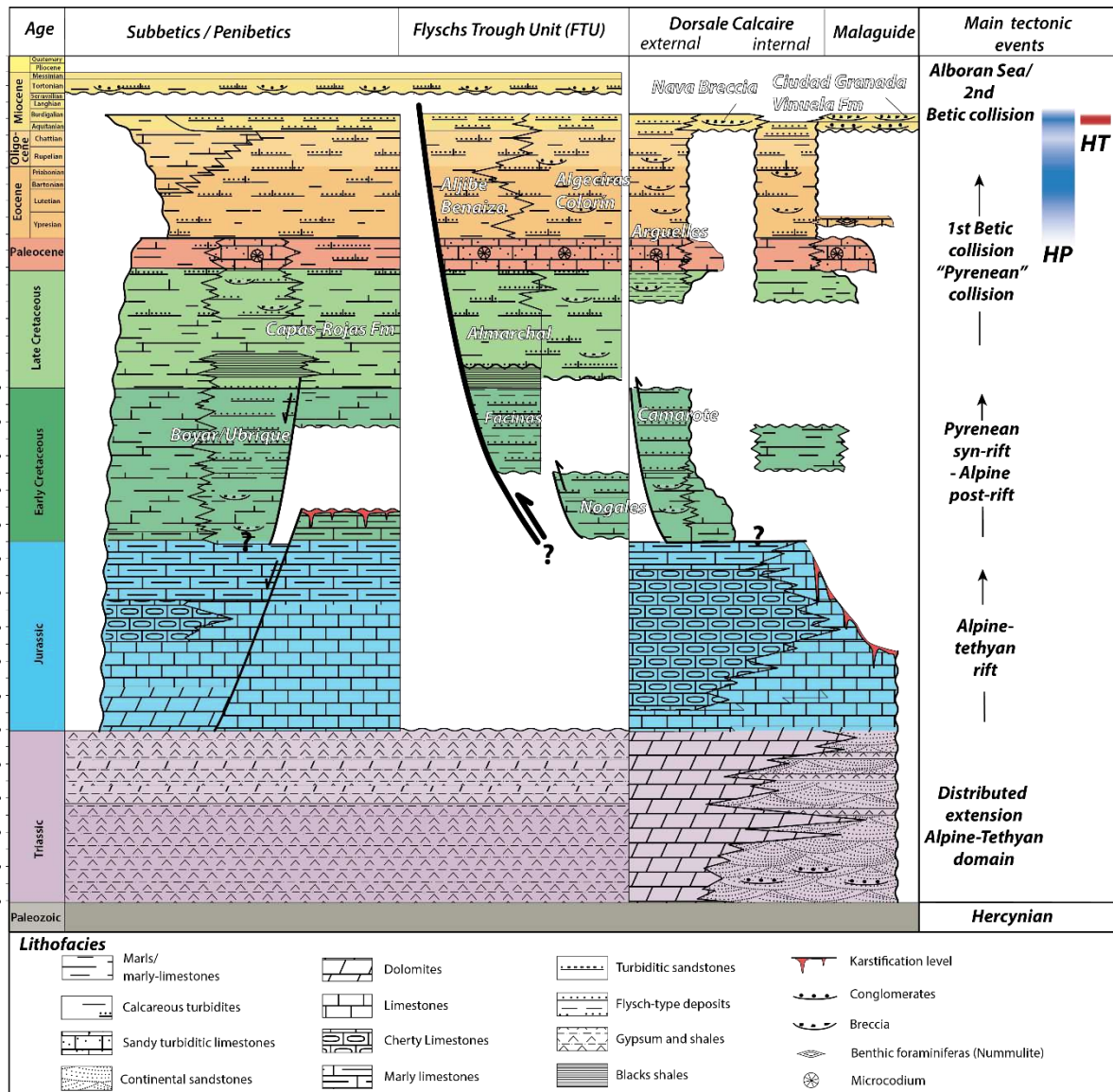


Figure 42: Synthèse de la stratigraphie régionale englobant les unités des Malaguides et de la Dorsale Calcaire pour les zones internes, des Unités de Flyschs, et des subbétiques internes pour ce qui est des zones externes. A droite, calendrier des grands événements tectoniques dans la région.

Trias

Les reconstructions paléogéographiques au Trias utilisent généralement l'appellation de plaque Méso-Méditerranéenne et placent les unités Alpujarrides en continuité des unités Malaguides, faisant face à la marge Ibérique mais localisée assez loin à l'est de celle-ci. Au même titre que pour la plaque Méso-Méditerranéenne, les reconstructions individualisent d'autres unités crustales moins amincies, comme le bloc de l'Ebre, le bloc Corso-Sarde ou le haut du Golfe du Lion. (Fig. 43). Ces reconstructions sont fondées sur la répartition des différents faciès du Trias. Les zones internes Bétiques présentent des faciès de type alpin, ou épicontinentaux (Ortí et al., 2017). Les faciès alpins, marqués par des épaisses séries

carbonatées ne sont retrouvés que dans les Alpujarrides (partie II de ce chapitre) et sont caractéristiques des milieux les plus profonds, connectés à la Néotéthys et où l'influence marine est donc plus importante. Les faciès épicontinentaux sont les plus répandus et correspondent à la série, plus ou moins complète, du Trias germanique. Par exemple, l'unité Malaguide se caractérise comme la bordure des massifs Ibériques par une absence quasi systématique des niveaux carbonatés de faciès Muschelkalk (Fig. 43) (Pérez-López and Pérez-Valera, 2007).

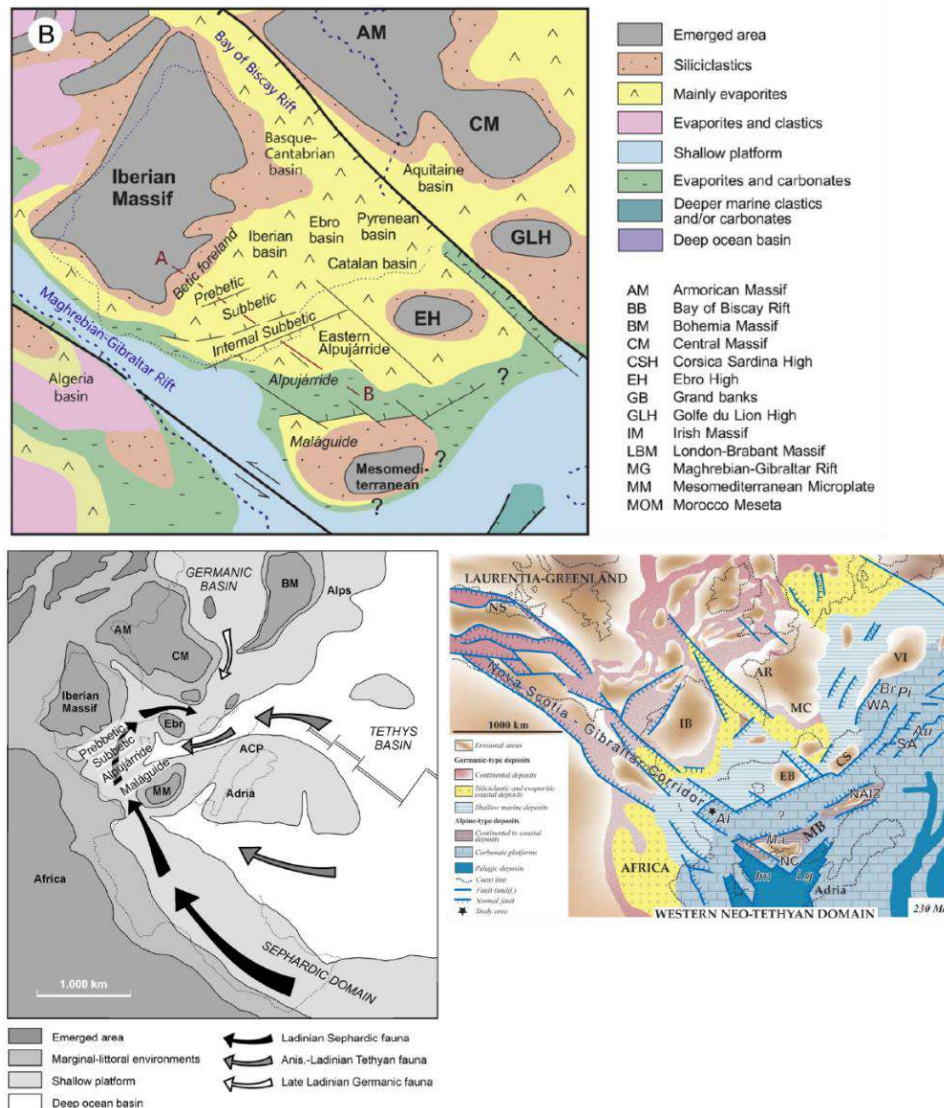


Figure 43: Exemples de reconstructions paléogéographiques au Trias pour le Trias moyen ou supérieur. (Ortí et al., 2017 ; Pérez-López and Pérez-Valera, 2007 ; Martin-Rojas et al., 2009).

Jurassique-Crétacé

Suite au mouvement senestre entre l'Ibérie et l'Afrique et la période de rifting du Jurassique à Crétacé inférieur associée, les marges Ibériques et Marocaines se font face, plus ou moins

dans leurs positions actuelles. Les reconstructions existantes qui s'intéressent à l'histoire pré-Cénozoïque ne sont pas nombreuses et considèrent un domaine océanique entre ces deux plaques (Wildi, 1983 ; Hoyez, 1989; Martin Algarra et al., 2009 ; Schettino et Turco, 2011 ; Leprêtre et al., 2018). Comme mentionné plus haut, la largeur de ce domaine et sa nature ne sont pas réellement contraints par les données existantes. Le Jurassique, au niveau de la marge Ibérique, est représenté par une transgression généralisée pendant laquelle se déposent essentiellement des calcaires de plateforme peu profonde et des faciès plus profonds (marnes, radiolarites, turbidites calcaires) dans le Subbétique médian plus subsidant (Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006) (Fig. 42). Le Jurassique, dans les Subbétiques internes, varie en moyenne entre 600 et 1000m d'épaisseur.

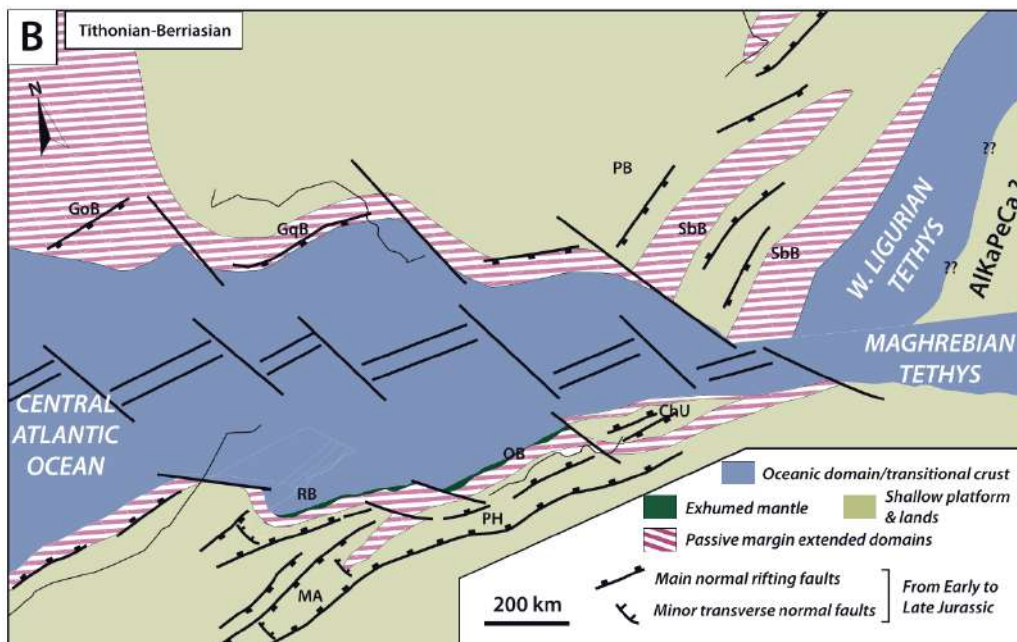


Figure 44: Reconstruction paléogéographique du domaine Bétique-Rif au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Leprêtre et al., 2018).

Au Crétacé inférieur, la sédimentation sur la marge ibérique est peu importante, représenté par de faibles épaisseurs de marno-calcaires à ammonites déposés dans un environnement pélagique (Fig. 42). Dans les Subbétiques internes, le Crétacé inférieur est souvent absent et marqué par des surfaces de karstification (Fig. 42). Les dépôts majeurs du Crétacé inférieur sont retrouvés dans les unités de flysch crétaqué, déposées au niveau de la Téthys maghrébine, localisée très à l'est de l'actuel arc de Gibraltar (Fig. 44). La position initiale de ces flyschs, leur source et leur histoire de déformation, sont mal contraintes mais représentent pourtant des éléments clés pour reconstruire l'histoire géodynamique de

cette région au Mésozoïque. Au Crétacé supérieur et pendant le Paléogène se déposent des marno-calcaires pélagiques. Malgré quelques variations locales dans les apports détritiques, pendant cette période correspondant au post-rift, la sédimentation devient homogène entre les zones internes, le domaine des flyschs et dans les différents domaines des subbétiques (Fig. 42).

4.2.4. Paléogéographie Cénozoïque

La paléogéographie pendant le Cénozoïque a déjà été abordée dans la partie qui traite des différents modèles géodynamiques existants et je n'y reviendrais donc pas ici dans le détail. Néanmoins, la combinaison de modèles géodynamiques, et de modèles paléogéographiques basés sur les données sédimentaires est assez rare. Les incertitudes dans ces deux types de reconstructions concernent essentiellement la période pré-miocène. Les points qui sont encore débattus sont par exemple l'âge des déformations enregistrées dans les différentes unités et leur localisation, associées à l'activité de zones de subduction.

Paléogène

Comme explicité dans le paragraphe précédent, la sédimentation au Paléogène est surtout représentée par des marnes, des calcaires marneux et quelques niveaux détritiques carbonatés et silicoclastiques remobilisant les formations carbonatées peu profondes de la transition Crétacé supérieur-Paléocène. Les discordances sédimentaires observées au Paléogène et l'augmentation des instabilités gravitaires, sont attribuées à la formation d'un bassin d'avant pays sous l'effet des premières déformations compressives dans la région et en particulier dans les zones internes (Lonergan et al., 1993 ; Guerrera et al., 2014a,b ; Fig. 45 ; Daudet et al., soumis voir Chapitre 4).

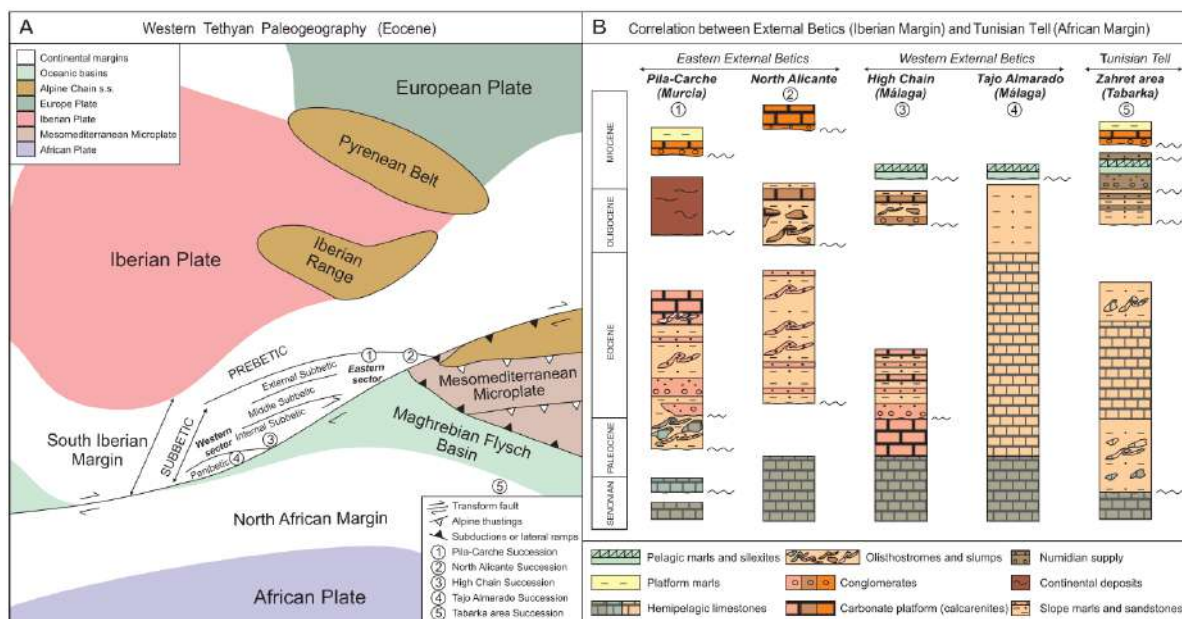


Figure 45: A: Reconstruction paléogéographique et géodynamique de la terminaison occidentale de la Néotéthys. B: Colonnes stratigraphiques synthétiques du Tell, et de différents domaines des Bétiques, représentant la sédimentation Crétacé supérieur à Miocène inférieur. (Guerrera et al., 2014b)

Ces indices de déformation sont essentiellement localisés dans la partie Est des Bétiques et donc associées à des déformations pyrénéennes qui n'auraient pas affecté la partie ouest des Bétiques.

Miocène

En ce qui concerne l'histoire Miocène, les sédiments préservés dans les Bétiques et le Rif correspondent essentiellement aux sédiments des formations Vinuela et Ciudad Granada dans les zones internes et à des dépôts turbiditiques dans les zones externes. Au Miocène inférieur se dépose aussi dans le bassin des Flyschs, la deuxième séquence turbiditique majeure, caractéristique des unités de l'unité des Flyschs de Campo de Gibraltar et pouvant atteindre plus de 1000m d'épaisseur. Ces formations turbiditiques sont considérées comme étant déposées en milieux marin profond au niveau de la téthys maghrébine (Fig. 44). Des variations de faciès importantes existent tout de même au sein de ces formations turbiditiques, indiquant probablement une large répartition géographique de ces dépôts et une proximité entre les plaques Afrique et Ibérie à cette époque (Guerrera et al., 2012 ; Alcalá et al., 2013). Pour autant, la mauvaise préservation et l'intense déformation de ces séries rend difficile les reconstructions paléogéographiques au Miocène inférieur.

La paléogéographie du domaine Bétique est mieux contrainte à partir du Tortonien (Fig. 46). Les reconstructions sont facilitées par la bonne préservation des sédiments Tortonien à

récent dans les bassins intra montagneux des zones internes des Bétiques et du Rif. Ces bassins enregistrent une transition progressive d'une sédimentation marine à une sédimentation continentale entre le Tortonien terminal et le Messinien (Iribarren et al., 2009 ; Garcia-Castellanos et al., 2011 ; Capella et al., 2018 ; van der Schee et al., 2018). Ces bassins sont aujourd'hui surélevés à des altitudes allant d'environ 500 à plus de 1000m, indiquant un uplift régional important postérieurement au Tortonien terminal, lié à un épisode transpressif important (Do Couto et al., 2016).

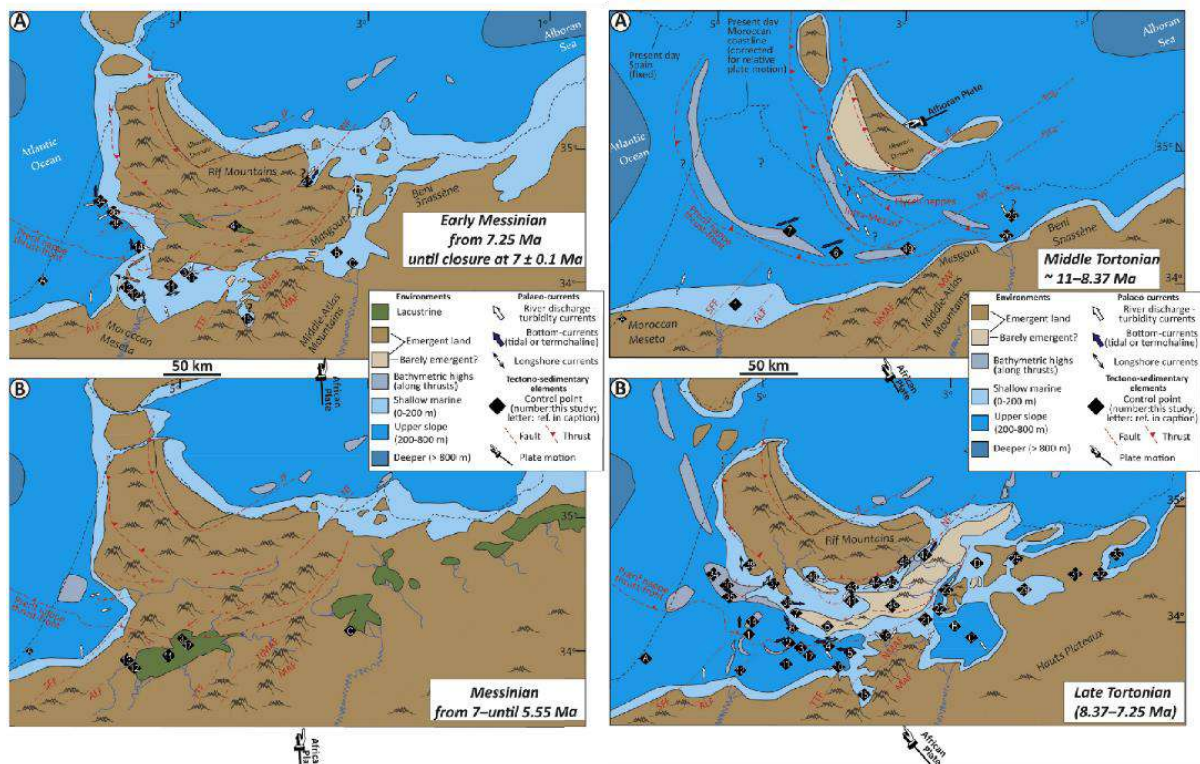


Figure 46: Reconstitution paléogéographique et des environnements sédimentaires au niveau du corridor Rifain entre le Tortonien et le Messinien (Capella et al., 2018).

De la même façon que pour les flyschs Crétacé, la position initiale de ces flyschs, leur source et leur histoire de déformation restent mal contraintes.

5. Problématique régionale

Au-delà de la problématique générale, qui vise à améliorer notre compréhension des premiers stades de déformation lors des processus de collision, l'objectif majeur de ce travail est d'apporter des éléments de compréhension supplémentaires à l'évolution géodynamique régionale. Or, les différentes unités de flyschs préservées dans les cordillères Bétiques et la chaîne du Rif constituent une source d'information essentielle à la

compréhension de la géodynamique régionale. En effet, comme décrit plus haut, ces flyschs se sont déposés dans une position clef, au cœur de la terminaison occidentale de la Néotéthys pendant un intervalle de temps allant du Crétacé inférieur au Miocène inférieur, et ont donc enregistré dans leur contenu sédimentaire, des informations sur leur évolution thermique, et leur environnement de dépôt.

Certaines des grandes questions qui persistent sur la géodynamique et la paléogéographie régionale ont été citées dans la partie consacrée aux modèles géodynamiques. Plus précisément, les questions auxquelles nous tenterons de répondre dans cette étude sont les suivantes:

❖ **Quelles est la position initiale des zones externes, des flyschs et des zones internes associées ?**

L'allochtonie des zones internes et des unités de flyschs est admise sur la base de plusieurs décennies de travaux sur la région. Cette hypothèse se base sur différents arguments comme la présence de décrochements dextres, à la limite entre zones internes et zones externes, qui recoupent les zones internes, la structure du slab lithosphérique sous l'arc, les failles normales à faible pendage responsables des derniers stades d'exhumation des unités de haute pression et plusieurs arguments stratigraphiques.

❖ **Ces unités ont elles subies des déformations antérieures au Miocène et à la phase d'extension en Mer Méditerranée ?**

Les déformations associées à la convergence entre Afrique et Europe ne sont que très peu documentées à la terminaison occidentale de la Néotéthys avant le début du roll-back en Méditerranée. Au niveau des Bétiques et du Rif, ces déformations sont encore plus tardives et datés du Miocène inférieur à moyen.

❖ **Quelles sont les sources sédimentaires des épisodes détritiques du Crétacé inférieur et du Miocène inférieur dans les unités de Flyschs?**

Cette question est essentiellement traitée dans le Chapitre 5, plusieurs modèles existent sans que, malgré les nombreuses études existantes, un consensus n'ait pu être trouvé. Les modèles s'opposent, tant sur les flyschs Crétacés que sur ceux du Miocène entre une alimentation depuis les unités AlKaPeCa ou depuis le continent Africain.

❖ **Qu'impliquent les réponses aux questions précédentes pour les reconstructions paléogéographiques et la géodynamique du Crétacé au Miocène?**

Les implications de ce travail sur la géodynamique et sur la paléogéographie de la terminaison occidentale de la Néotéthys sont abordées tout au long de ce travail. L'aspect géodynamique est en grande partie traité dans le Chapitre 4, tandis que le Chapitre 5 portera plus spécifiquement sur l'aspect paléogéographique. Ces deux aspects seront ensuite synthétisés dans le Chapitre 6

Chapitre 3: Méthodologie

1. Méthode de thermochronologie basse température

1.1. Principe général et historique de la méthode

Les méthodes de datation présentées ci-dessous (Traces de Fission sur Apatites ou AFT et (U-Th-Sm)/He sur Apatites ou AHe) se basent sur deux phénomènes physiques naturels ayant lieu à intervalles réguliers dans le temps, la désintégration radioactive et la fission spontanée. La désintégration radioactive est une réaction au cours de laquelle, un noyau père ou radiogénique produit un noyau fils plus léger, associé à une particule alpha (He), beta (électron/positron) et ou gamma. Les désintégrations successives qui permettent à un élément père d'atteindre son état stable final forment ce que l'on appelle une chaîne de désintégration radioactive.

Ce phénomène est régi par l'équation de désintégration qui s'écrit de la façon suivante :

$$dN/dt = -\lambda N(t)$$

Avec:

λ : constante de désintégration, elle est spécifique à chaque radioélément

dN/dt : nombre d'atomes désintégrés par unité de temps.

$N(t)$: nombre d'atomes père au temps t

La solution de cette équation est du type :

$$N(t) = N_0 * e^{-\lambda t}$$

Que l'on peut écrire sous la forme:

$$N_d(t) = N_0 * (e^{-\lambda t} - 1) \quad (2.1)$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_d(t) + N_0}{N_0} \quad (3)$$

Avec:

N_0 : le nombre d'atomes père au temps initial

$N_d(t)$: le nombre d'atome fils produit au temps t

La méthode AFT, se base sur la fission de l'Uranium (U) tandis que la méthode AHe se base sur la désintégration de l'Uranium, du Thorium (Th) et du Samarium (Sm). Ces méthodes reposent donc sur la quantification des éléments radiogéniques ou des traces de fission, dans le cas de la méthode AFT, accumulés dans une roche au cours des temps géologiques. Plus précisément, l'âge obtenu par l'équation générale ci-dessus permet de dater le passage d'une température théorique à partir de laquelle le minéral constitue un système fermé et

les éléments fils produits sont conservés dans le réseau cristallin du minéral. Cette température est spécifique à chaque isotope radioactif et au minéral étudié.

Les premières datations se basant sur la désintégration des éléments radiogéniques datent du début du 20^{ème} siècle (Rutherford 1905 ; 1906). Les caractéristiques de diffusion des systèmes thermochronologiques ont été reconnues depuis les années 1950 (Hurley 1954, Damon and Kulp 1957), mais que peu étudiés jusqu'à la fin des années 60. C'est au cours de cette période que la plupart des méthodes utilisées aujourd'hui mis à part l'(U-Th-Sm)/He ont vu le jour.

Au cours des années 70, les températures de fermeture des différents systèmes isotopiques sont définies expérimentalement. La notion de température de fermeture est pour la première fois clairement définie par Martin Dodson en 1973 comme la température d'un système au temps t correspondant à son âge apparent. Dans les années 80 apparaît la thermochronologie au sens actuel, c'est-à-dire, l'utilisation des données cinétiques propres à des systèmes thermo-chronologiques afin de déduire l'évolution temps-température des roches. Par la suite, Gleadow et al. (1993) définissent la notion de zone de cicatrization partielle (PAZ) pour les systèmes traces de fission puis Baldwin and Lister (1998) et Wolf (1998) définissent la zone de rétention partielle (PRZ), équivalent de la PAZ pour les systèmes diffusifs. L'amélioration des méthodes notamment (U-Th-Sm)/He et le développement des méthodes de modélisation des données ont permis à la thermochronologie de devenir une méthode incontournable dans l'interprétation des processus géodynamiques, notamment les couplages entre tectoniques, érosion et climat.

1.2. Traces de Fission sur Apatites

1.2.1. Principe général de la méthode

La méthode des traces de fission sur apatite se base sur le phénomène de fission spontanée. La fission spontanée est un phénomène qui n'affecte que les isotopes suffisamment lourds ($Z \geq 90$ et $A \geq 230$). Dans la nature cela ne concerne donc que le ^{232}Th , ^{235}U et l' ^{238}U et seul l' ^{238}U fissionne avec une période suffisamment courte pour que le nombre de traces formé spontanément ne soit pas négligeable. Les traces de fission peuvent aussi être produites par l'effet d'un bombardement anormalement élevé de neutrons, ce qui n'est que très rarement le cas à l'état naturel, on parle alors de traces induites par opposition aux traces spontanées.

L'énergie cinétique associée aux produits de fission entraîne la formation d'une zone linéaire d'endommagement du réseau cristallin. Les noyaux fortement chargés vont entraîner l'ionisation des atomes environnants qui vont se repousser sous l'effet de forces électrostatiques et former après relaxation élastique un défaut « permanent » dans le réseau cristallin. Ces traces spontanées ne mesurent que quelques dizaines d'angströms et doivent être attaquées chimiquement avant de pouvoir être observées en microscopie optique (Price and Walker, 1962b).

A des températures suffisamment élevées, le réseau cristallin est capable de se réorganiser et les traces de fissions ne sont donc pas conservées. La température de fermeture (T_c) du système AFT correspond à la température à laquelle les traces sont conservées dans le minéral. On considère généralement une valeur de $110 \pm 20^\circ\text{C}$ pour la température de fermeture (Wagner and Van den Haute, 1992). De façon simplifiée, connaissant la fréquence de fission spontanée de ^{238}U , il est donc possible en comptabilisant le nombre de traces d'obtenir l'âge depuis le franchissement de la T_c .

La zone de cicatrisation partielle (Partial Annealing Zone, PAZ) est définie comme la gamme de températures où les traces de fission commencent à se cicatrifier et où leur longueur passe de 90% à 10% de leur longueur initiale (Naeser, 1979 ; Wagner, 1979).

1.2.2. Processus de cicatrisation et signification des longueurs de traces confinées

Comme expliqué plus haut, le réseau cristallin possède la capacité de régénération, les traces de fission peuvent donc se résorber. La détermination de la PAZ nécessite de connaître les différents paramètres influant sur la cinétique de cicatrisation. Les premières expériences réalisées en laboratoire pour étudier ces paramètres ont souvent été réalisées sur des apatites de Durango qui ont la particularité d'être riche en Cl (Laslett et al., 1987 ; Duddy et al., 1988 ; Green et al., 1989).

Le phénomène de cicatrisation est thermo-dépendant et bien qu'actif à des températures de subsurface il ne devient significatif qu'à partir du moment où le minéral franchit l'isotherme 60°C . Cette température est considérée comme la limite basse de la PAZ pour le système apatite, la limite supérieure est placée à l'isotherme 110°C .

La chimie des apatites joue aussi un rôle dans la cinétique de cicatrisation. En effet, la composition en anions (Cl, F, OH) et en cations (REE, Mn, Sr) a un impact sur la structure cristalline et donc sur la cinétique de cicatrisation (Barbarand et al., 2003). Parmi ces

éléments, le rapport Cl/F joue un rôle majeur, les apatites riches en Cl sont plus résistantes à la cicatrisation que les apatites riches en F (Crowley et al., 1991). La composition chimique en chlore peut être obtenue de manière indirecte en mesurant la taille des trous d'attaque à la surface des grains d'apatites (D_{par}) (Burtner et al., 1994). La taille des D_{par} est liée à la solubilité de l'apatite. Par conséquent, elle est corrélée au niveau de résistance à la cicatrisation, et donc à la teneur en Cl. Ces différents paramètres sont pris en compte dans les plus récents modèles de cicatrisation que nous avons utilisés dans cette étude (Ketcham et al., 2007). L'évolution de la longueur des traces est résolue par le modèle selon la relation suivante :

$$r_{lr} = (r_{mr} - r_{mr0}) \cdot (1 - r_{mr})^K$$

où r_{lr} et r_{mr} représentent les longueurs réduites par cicatrisation pour l'apatite la moins résistante et pour l'apatite la plus résistante respectivement. Les valeurs de K et de r_{mr0} sont fixées empiriquement, et r_{mr0} correspond à la longueur réduite de l'apatite la plus résistante quand les traces de fission de l'apatite la moins résistante ont entièrement cicatrisée. Les valeurs de r_{mr0} peuvent ensuite être reliées empiriquement aux proportions massiques de chlore ou à la taille des D_{par} (Fig. 6 in Ketcham et al., 2007). La répartition des longueurs de traces mesurées permet d'obtenir une information beaucoup plus complète que le simple passage de la température de fermeture du système AFT. Elle fournit des informations sur l'histoire thermique de l'échantillon sur une large gamme température correspondant à la PAZ (70-120°C).

Dans le cas d'un échantillon ayant une histoire de refroidissement monophasée, la répartition des traces peut être facilement interprétée en termes de vitesse de refroidissement, une répartition centrée sur des longueurs faibles étant associées à un long temps de résidence dans la PAZ et au contraire des traces plus longues indiquent un refroidissement plus rapide (Gleadow et al., 1986). Des histoires de refroidissement plus complexes donneront lieu à des répartitions de traces bi(poly)-modales.

La mesure des traces se fait sur les traces confinées, c'est-à-dire les traces ne recoupant pas la surface du grain. Ces traces sont révélées lors de l'attaque acide, elles sont connectées à la surface par le biais d'une fracture dans le grain ou d'une trace recoupant la surface. Les traces ne sont mesurées que sur les sections de grains orientées selon l'axe c , qui

correspond à l'axe d'allongement cristallographique pour un minéral hexagonal. La mesure des longueurs de trace est habituellement réalisée à l'aide d'un digitaliseur et d'un microscope optique au grossissement maximum (x1000 ou x1250).

1.2.3. Particularités du domaine sédimentaire

L'application de la méthode AFT au domaine sédimentaire présente certaines difficultés, comparées à son utilisation sur des roches magmatiques. La concentration en apatites dans les grès est souvent bien inférieure, il est donc nécessaire de broyer en moyenne environ 7kg de roche par échantillon pour obtenir les 20 à 30 grains nécessaires dans le cas d'un échantillon recuit (Lisker et al., 2009). Pour un échantillon partiellement ou non recuit, ce qui est le cas de tous nos échantillons sauf un, la signature thermique enregistrée est celle de la roche source. Dans ce cas, un nombre d'apatites plus important (normalement une centaine mais compris entre 50 et 117 pour cette étude) doivent être datées pour définir des populations statistiquement fiables (Vermeesch, 2004).

Les âges mono-grains sont habituellement représentés sous forme de radial-plot (Galbraith, 1988, 1990). Cette représentation permet de visualiser simplement l'erreur, propre à chaque âge mono-grains ainsi que de visualiser les âges en fonction de leur composition chimique (Dpar). Pour un échantillon où l'âge AFT est le même que l'âge AFT individuel de grains d'apatites, la variabilité des âges suivra une loi de Poisson. Cette loi s'applique donc dans le cas d'échantillons de roches magmatiques/volcaniques ou d'échantillons sédimentaires qui ont franchi rapidement la PAZ. Dans le cas d'échantillons sédimentaires partiellement recuits ou ayant passé plus de temps dans la PAZ, des disparités d'âges peuvent apparaître entre les grains d'apatites en raison de sensibilités différentes à la cicatrisation. Dans ce cas un test statistique, le test du χ^2 (Galbraith, 1981) doit être réalisé pour vérifier que la répartition des âges suit bien une loi de Poisson. La valeur du paramètre χ^2 (voir Galbraith, 1981) est testée à un seuil de 5%. Une valeur de χ^2 inférieure à 5% indique que la dispersion des âges est supérieure à celle d'une simple loi de Poisson. Cette dispersion supplémentaire s'explique par la variabilité des compositions chimiques des apatites dans le cas d'un échantillon sédimentaire. Quand la dispersion des âges est acceptable, le « pooled age » constitue une expression valable de l'âge thermochronologique. En revanche, dans le cas où la dispersion est plus importante, on utilise l'âge central et la dispersion associée. L'âge central représente

la moyenne géométrique des âges appartenant à un groupement d'âge et la dispersion correspond à la déviation standard.

Les apatites contenues dans un grès peuvent provenir de sources diverses, sédimentaires ou magmatiques et donc avoir des histoires thermiques pré-dépôt et des compositions chimiques variables. Quand la dispersion est trop importante, l'ensemble des âges individuels doit être décomposé en plusieurs populations. La définition de ces populations d'âges se base sur l'algorithme développé par Galbraith and Green (1990).

1.2.4. Protocole de datation

Le calcul de l'âge trace de fission, correspondant au passage de l'isotherme associé à la température de fermeture nécessite la connaissance de la teneur en ^{238}U du minéral et de la densité de traces spontanées (ρ_s). La quantité d' ^{238}U est déterminée suivant la méthode du détecteur externe (Gleadow, 1981). Cette méthode consiste à utiliser une feuille de mica (le détecteur) dans laquelle les traces de fission induites lors de l'irradiation laisseront une empreinte et pourront être comptabilisées. Une autre méthode, qui ne sera pas détaillée ici car nous ne l'avons pas utilisée, consiste à utiliser un spectromètre de masse à ablation laser (LA-ICP-MS) afin de mesurer directement la quantité d' ^{238}U dans le minéral (Donelick et al., 2005).

1.2.5. Préparation des montages

Le montage des apatites pour analyse a été réalisé au laboratoire Géosciences Environnement de Toulouse (GET) en suivant le protocole classique associé à la méthode traces de fission. Les échantillons sont d'abord broyés pour récupérer la fraction de granulométrie inférieure à 500 μm puis les minéraux lourds sont récupérés en passant les échantillons à la table à secousse puis aux liqueurs denses. Pour finir, les fractions obtenues sont passées au Frantz pour en extraire les minéraux magnétiques. La fraction contenant les apatites a ensuite été montée dans la résine. Les montages ainsi réalisés ont été abrasés à l'aide de papier de verre pour faire ressortir les cristaux d'apatite puis polis afin d'obtenir un polissage miroir des sections d'apatites qui seront par la suite observées au microscope optique.

1.2.6. Méthode du détecteur externe

Les montages ainsi réalisés ont été attaqués chimiquement à l'aide d'une solution d'acide nitrique diluée (5N HNO₃) pendant 20s à 21°C. L'acide va préférentiellement dissoudre les endroits où la structure cristalline est perturbée et agrandir les traces suffisamment pour qu'elles puissent être observées au microscope optique. Un feuillet de mica est ensuite accolé à la surface du montage, en contact avec les surfaces polies des apatites. Une fois cette opération réalisée pour chaque montage, ils sont empilés pour former des colonnes. On place ensuite à la base des colonnes ainsi réalisées des morceaux de verre appelés dosimètre (CN5), dont la concentration en ²³⁸U est connue (2.17ppm), avant d'être envoyé à l'irradiation. Lors de l'irradiation des échantillons, le bombardement de neutrons va entraîner la fission de l'²³⁵U contenu dans les différents grains d'apatites et la formation de traces induites dans les feuillets de micas (Fig. 2)

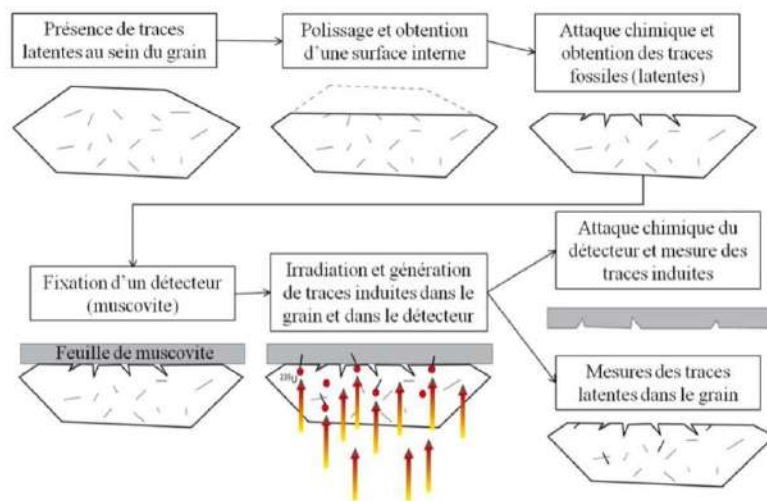


Figure 1: Schéma illustrant la procédure de révélation des traces de fission par attaque acide et de datation par la méthode du détecteur externe (d'après Gleadow et al., 1976 dans Vacherat, 2014).

Les échantillons ont été irradiés en Allemagne au réacteur FRM II de Garching. Après une période de « refroidissement » d'environ 2 mois, les micas ont été attaqués pendant 40 min dans l'acide fluorhydrique à 40% afin de révéler les traces induites. L'équation de détermination d'un âge AFT (pooled age) avec la méthode du détecteur externe est la suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln(1 + \lambda_d \zeta g \rho d p s \rho_i)$$

Pour chaque grain, on peut donc calculer l'âge AFT. La constante de désintégration radioactive λ_d de l'²³⁸U est connue, le facteur ζ est un facteur correctif (Hurford and Green,

1983) dont le calcul sera développé plus bas et g est un facteur de correction géométrique d'une valeur de 0.5 (Gleadow and Lovering, 1977). On obtient la densité de traces induites (ρ_d) pour chaque montage en calculant les densités de trace dans les dosimètres situés aux deux extrémités de la colonne. En effet, le flux de neutron décroît en traversant la colonne et sera donc spécifique à chaque échantillon. ρ_s et ρ_i sont respectivement les densités de traces spontanées dans le minéral d'apatite et induites dans le mica. Les optiques des microscopes utilisés pour le comptage des traces de fission sont munies d'une grille dont la surface est connue. La densité de trace est obtenue en divisant le nombre de traces mesurées par la surface de comptage.

Le facteur ζ (zeta) (Hurford and Green, 1983) est un facteur correctif destiné à limiter les erreurs sur les âges, liées aux caractéristiques de chaque analyste et aux incertitudes sur la mesure du flux de neutrons. Cela permet d'assurer la validité des âges mesurés et leur homogénéité d'un analyste à l'autre. Ce facteur est calculé en déterminant par la méthode du détecteur externe l'âge AFT d'échantillons standards ayant un âge de refroidissement bien défini: $\zeta = \sigma IB / \lambda_f$ avec σ (cm^{-2}) la section de capture neutronique, le rapport isotopique $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, B un facteur de calibration lié au dosimètre et λ_f (an^{-1}) la constante de fission spontanée de ^{238}U .

Les deux standards communément utilisés sont l'apatite de Fish-Canyon (28.01 ± 0.04 Ma) (Phillips and Matchan 2013) et l'apatite de Durango (31.44 ± 0.18 Ma) (McDowell et al., 2004). Pour cette étude, la valeur de zeta que j'ai obtenue est de 281.54 ± 7.07 . Ce zeta a été déterminé à partir de la moyenne pondérée de 11 valeurs de zeta, calculées sur 11 standards (4 Durango et 7 Fish-Canyon) et issus de 3 irradiations différentes (Annexe 1-B).

1.3. (U-Th-Sm) He sur Apatite

1.3.1. Principe général de la méthode

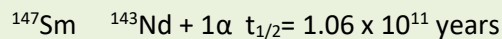
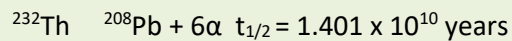
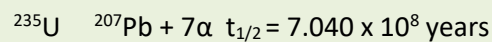
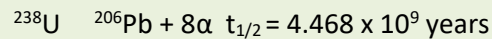
La méthode (U-Th-Sm)/He sur Apatite s'intéresse aux éléments ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm dont les produits finaux de désintégration sont le ^{206}Pb , le ^{207}Pb , le ^{208}Pb et le ^{143}Nd respectivement.

Lors de désintégrations successives de l'U, Th et Sm, les atomes d'hélium (particules alpha) émis s'intègrent au réseau cristallin. Si la température du système (le minéral) est suffisamment élevée, l'hélium diffuse dans le minéral et est perdu hors du système. En

revanche, quand la température diminue la diffusivité de l'hélium diminue jusqu'à atteindre une valeur limite ou la totalité de l'hélium est retenue dans le système.

L'hélium total mesuré est le produit de différentes chaînes de désintégration caractérisées par des nombres de particules alpha variables, des constantes de désintégrations et des

Supplément 1: constantes de désintégrations et particules émises lors des différentes réactions de désintégration



énergies cinétiques différentes associées à ces émissions (Supplément 1).

Les sources les plus importantes d'émission de particules alpha sont les réactions de désintégration de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th en $^{206-207-208}\text{Pb}$, tandis que la désintégration de ^{147}Sm en ^{143}Nd ne produit qu'une particule alpha. L'équation de production de l'He tenant compte des différentes sources d'hélium s'écrit donc de la manière suivante :

$$He = 8(137.88138.88 e^{-\lambda_{238}t} + 71138.88 e^{-\lambda_{235}t} + 6 e^{-\lambda_{232}t} + 0.1499 e^{-\lambda_{147}t}) Sm$$

En mesurant la quantité d'hélium retenu dans le minéral, les quantités d'U-Th et Sm et connaissant les constantes de désintégration de ces éléments, on peut donc obtenir un âge qui représentera le temps écoulé depuis que le minéral a franchi la température de fermeture du système considéré. Pour cela, on suppose que la quantité d' ^4He initiale est négligeable par rapport à celle produite par les désintégrations successives, qu'il n'y a pas eu d'implantation d' ^4He du milieu extérieur ni de perte d'éléments pères autrement que par désintégration radioactive et que le système soit à l'équilibre séculaire c'est à dire que la quantité d'éléments fils produit soit équivalente à son taux de désintégration ($t > 1\text{Ma}$).

1.3.2. Calcul et interprétation des âges (U-Th-Sm)/He

1.3.3. Le phénomène de diffusion

Dans un minéral, peuvent diffuser d'un site cristallin à un autre. La diffusion à l'état solide se fait des zones les plus concentrées vers les zones les moins concentrées et est régie par le coefficient de diffusion D qui est propre à un élément dans un milieu et à une température donnée. La diffusion de l'hélium dépend de la température et s'exprime selon une loi d'Arrhenius.

$$D a^2 = D_0 a^2 * e^{-E_a/RT}$$

Avec:

D : le coefficient de diffusion (cm^2/s), D_0 : le coefficient de diffusion pour une température infinie (cm^2/s), E_a : l'énergie d'activation (J/mol), R : constante des gaz parfaits (J/mol) et T : la température (K)

La compréhension du comportement diffusif de l'hélium (coefficient de diffusion, énergie d'activation, taille du grain) permet de définir une température de fermeture (T_c) ainsi que la zone de rétention partielle (PRZ) de cette méthode. La température de fermeture correspond à la température à laquelle, pour un taux de refroidissement donné, 50% des atomes d'hélium produits sont conservés dans le minéral. Sa valeur est corrélée positivement au taux de refroidissement et à la taille du minéral (dans le cas de cette étude l'apatite). Une température de fermeture de -275°C pour une taille de grain comprise entre 1 et 2 μm de rayon a été définie d'après les travaux réalisés sur les apatites de Durango (Wolf et al., 1996, 1998 ; Farley, 2000) (fig Flowers, 2009, Farley, 2002). L'HePRZ est définie, pour une vitesse de refroidissement donnée comme étant la gamme de température à travers laquelle la quantité d'hélium retenue dans le minéral passe de 10 à 90%. L'HePRZ est généralement positionnée entre 40 et 70°C pour les apatites (Farley, 2000 ; Stockli, 2000).

S'éloignant de ce modèle général, plusieurs études du début des années 2000 (Persano et al., 2002 ; Spotilla et al., 2004 ; Hendricks et al., 2005 ; Soderlund et al., 2005) ont montré que dans des contextes de refroidissement lent, les âges AHe sont parfois anormalement vieux, comparés aux âges AFT. Cette variation de la température de fermeture du système (U-Th-Sm)/He par rapport aux températures attendues par les modèles basés sur l'étude des apatites volcaniques de type Durango a rapidement été attribué aux défauts de recul,

réduisant la diffusion de l'hélium (Green et al., 2006) sans pour autant pouvoir être quantifié.

Le premier modèle d'augmentation de la rétention de l'hélium en fonction de la quantité de défauts de recul a été proposé par Shuster et al. (2006, Fig.2). Ces auteurs ont démontré qu'il existe une relation positive entre la quantité de ^4He (ou la concentration en uranium effective ($eU = [U] + 0.24 [Th]$)) et les âges mesurés. Les variations de température de fermeture pouvant aller de 50 à 120°C. Le principe derrière ce modèle est que l'énergie d'activation (E_a) nécessaire pour faire sortir un atome d'hélium d'un défaut est plus importante que dans un réseau cristallin intact. L'accumulation de défauts de recul dans le minéral entraîne donc une diminution de la diffusivité de l'hélium et influence à la hausse la température de fermeture du système, l'HePRZ et par conséquent l'âge mesuré.

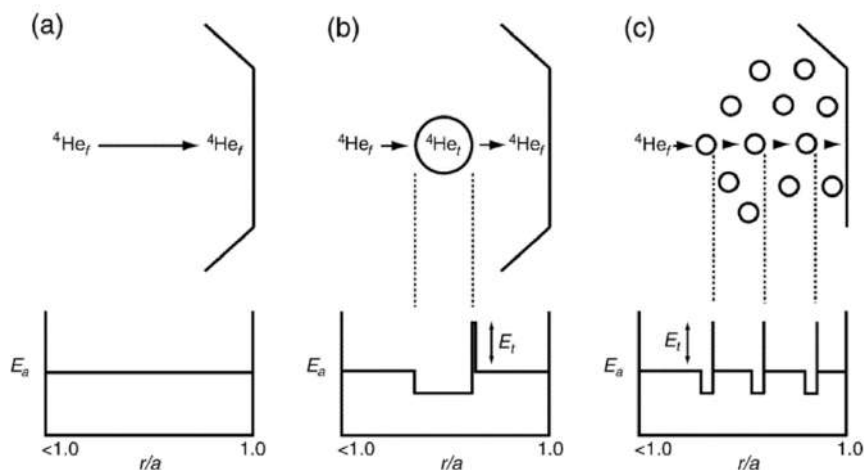


Figure 2: Illustration du système de piégeage de l'hélium par les défauts de recul (Shuster et al., 2006). a): diffusion d'un atome d'hélium sans défauts de recul ; b): diffusion d'un atome d'hélium avec présence de défauts de recul ; c): situation équivalente à b) mais avec plus de dégâts. Les diagrammes du bas représentent l'énergie d'activation (E_a) nécessaire pour qu'un atome d'hélium diffuse dans le minéral non endommagé, Et correspond à l'énergie nécessaire pour qu'un atome d'hélium sorte d'un défaut cristallin.

Des modèles plus récents (Gautheron et al., 2009 ; Flowers et al., 2009) prenant en compte la production des défauts de recul ainsi que leur cicatrisation en fonction de l'histoire thermique permettent de modéliser de façon plus réaliste la diffusivité de l'hélium. Le modèle produit par Gautheron et al., 2009 considère une relation linéaire entre la production de défauts de recul et l'augmentation de la rétention de l'hélium tandis que celui de Flowers et al., 2009 considère une relation cubique. Ces modèles permettent de raffiner l'interprétation des âges AHe, en faisant varier la diffusivité des apatites au cours du temps et par conséquent la position de l'HePRZ (Fig. 3).

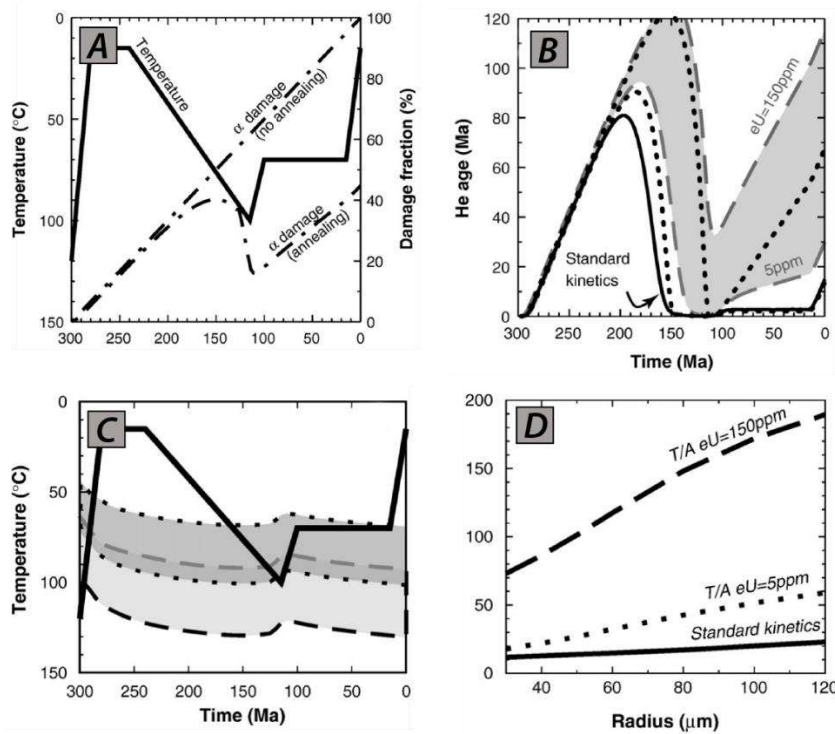


Figure 3: A) Graphique montrant l'évolution de la quantité de défauts de reculs pour une histoire thermique donnée, avec ou sans le modèle de cicatrisation B) Evolution des âges AHe pour la même histoire thermique mais pour des teneurs en Uranium effectif variables (eU) ; C) Variations des limites supérieure et inférieure de la PRZ en fonction de la teneur en Uranium effectif (eU) (Gautheron et al., 2009) ; D: Variation de l'âge AHe en fonction du rayon des grains selon que l'on tient compte de l'effet de piégeage (tireté et pointillé) ou non (ligne pleine).

L'utilisation de ces modèles se révèle particulièrement importante dans le cas d'histoires thermiques plus complexes où le temps passé dans la PRZ peut être important et les apatites peuvent avoir subi plusieurs cycles de refroidissement/réchauffement. Les modalités de diffusion de l'hélium continuent néanmoins à être raffinées, en particulier concernant la cicatrisation des défauts de recul comparé à celle des traces de fission, l'influence de la composition en chlore sur la vitesse de cicatrisation des défauts de recul (Gautheron et al., 2013) comme cela a été décrit pour les traces de fission sur apatite (Carlson, 1999 ; Barbarand et al., 2013) ou encore, l'augmentation de la diffusivité de l'Hélium à partir d'une certaine quantité de défaut accumulés dans le minéral comme décrit dans le cas du zircon (Gerin et al., 2017 ; Recanati et al., 2017).

1.3.4. Corrections sur la mesure de l'âge

Lors de la désintégration, la particule alpha émise parcourt une distance dépendante de son énergie cinétique, de la composition chimique et de la nature du réseau cristallin. L'atome émetteur de la particule alpha effectue un mouvement de recul dans la direction opposée et

créée sur son chemin une zone amorphe appelé défaut de recul. La distance moyenne d'éjection d'un atome d'hélium est d'environ 20µm (Farley et al., 1996). Il en résulte un appauvrissement de la bordure externe sur une épaisseur de 20µm dans laquelle les atomes d'He produits ont 50% de chance d'être éjectés du grain.

Cet appauvrissement en He nécessite donc l'application d'un facteur correctif (F_T) (Farley et al., 1996), d'autant plus important que la taille du grain est faible. Pour cette raison, des grains d'une taille minimum de 60µm sont utilisés.

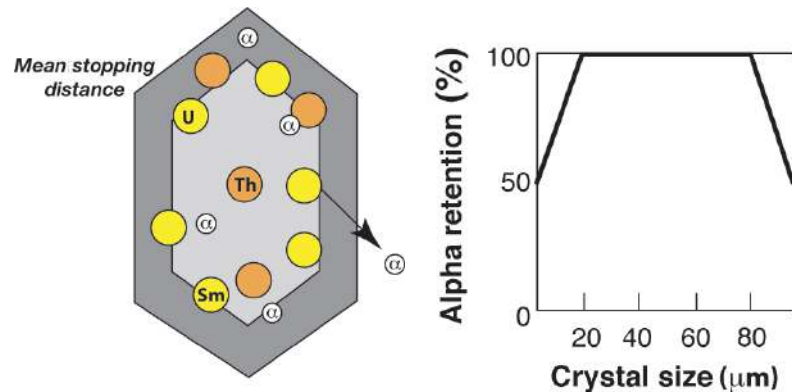


Figure 4: Schéma explicatif du principe d'éjection des particules alpha lors de la désintégration radioactive (bassin sédimentaires, 2014)

Ce facteur correctif (F_T) est calculé d'après la distance d'éjection (R), le rayon de la sphère apparente (R_s) calculé à partir des dimensions du grain et de sa géométrie et de paramètres de forme (b_2, b_3) (équation (4)).

$$F_T = 1 - 34RR_s + b_2RR_s^2 + b_3RR_s^3$$

L'âge corrigé est donc de la forme $t = t' / F_T$ avec t' l'âge non corrigé et t l'âge après correction.

La quantité d'Hélium mesurée doit aussi être corrigée dans le cas d'un grain cassé, sur une ou plusieurs de ses extrémités (Brown et al., 2013). Ce paramètre est pris en compte dans la dernière version du logiciel QTQt et donc dans les modélisations présentées dans ce manuscrit.

Enfin, la correction liée à l'éjection des particules alpha doit prendre en compte les compositions chimiques en U, Th et Sm. Ceci est dû aux légères variations d'énergie cinétique associées à la désintégration des éléments de la chaîne du Th ou de celle de l'U. L'énergie associée à la désintégration des éléments de la chaîne du Th étant plus grande, et

les distances de recul plus importantes, le paramètre F_T sera plus faible pour une apatite avec rapport Th/U élevé.

1.3.5. Protocole de datation

La préparation des échantillons a été réalisée au laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET). Pour la partie broyage et séparation le protocole est identique à celui décrit pour les traces de fission sur Apatites (voir 2.2 et Annexe 1). Les minéraux à dater sont ensuite sélectionnés et mesurés sous loupe binoculaire puis enfermés dans des capsules en platine. Les grains sélectionnés doivent avoir une largeur supérieure à 60 μm et ne pas contenir d'inclusions. Les analyses ont été réalisées par le laboratoire GEOPS d'Orsay sous la supervision de Cécile Gautheron.

La quantité d' ^4He contenue dans chaque grain est mesurée à l'aide d'une ligne d'extraction de l'hélium. Cette ligne se compose d'un laser couplé à une platine pour dégazer par chauffage les grains d'apatite avec un laser, ainsi que d'un système de pompes, vannes et pièges qui permettent de purifier le gaz extrait du minéral. Pour finir, les teneurs en ^4He sont mesurées par un spectromètre de masse quadripôle. Les grains sont ensuite récupérés pour mesurer les concentrations en U, Th, Sm et Ca à l'ICP-MS au laboratoire LSCE de Gif-sur-Yvette.

1.3.6. Modélisation thermique

L'évolution temps-température peut être reconstituée à l'aide de logiciels de modélisation. Deux logiciels existent actuellement QTQt et HeFTy, qui prennent en compte les derniers modèles de cicatrisation des traces de fission (Ketcham et al., 2007) et de diffusion de l'Hélium (Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009). Nous avons choisi d'utiliser pour cette étude le logiciel QTQt plutôt que HeFTy. En effet, le logiciel développé par Ketcham et al. (2005) ne permet de modéliser un nombre important de grains d'apatites.

Ces deux logiciels proposent deux approches complémentaires pour reconstruire les histoires thermiques. Soit une approche directe qui consiste à définir manuellement une histoire thermique qui soit compatible avec les données mesurées ou une approche inverse qui consiste à partir des données « mesurées » et de rechercher par itérations successives les chemins temps-température qui produiront des données « modélisées » les plus ressemblantes. Pour ce faire, le logiciel QTQt va explorer différents points de l'espace-

temps-température pour reconstruire un chemin initial. La recherche de chemins produisant des données plus proches de la réalité se fait en utilisant une approche Bayésienne. Cette approche consiste à utiliser le modèle testé précédemment comme point de départ pour la recherche du modèle suivant. Si le modèle produit (n+1) donne des résultats moins satisfaisants, le logiciel utilise le modèle précédent (n) comme base de recherche pour le modèle suivant. Cette méthode contribue à faciliter la convergence des modèles autour des modèles les plus représentatifs des données.

En sortie, QTQt produit plusieurs modèles différents (max-Likelihood, max-Posterior, max-Mode, Expected) ainsi que différents graphiques récapitulant les caractéristiques de ces modèles. Parmi les différents modèles, on utilise généralement le modèle attendu ou « expected model » qui représente un chemin temps-température moyen. Le détail des propriétés de chaque modèle et leur conception est expliqué dans la notice du logiciel (QTQt user guide) et ne sera donc pas détaillé ici. Le graphique données mesurées = f(données prédites) représente le niveau d'adéquation entre les données mesurées (paramètres cinétiques, longueurs de traces confinées, âges thermochronologiques) et les données prédites par le modèle. Enfin, la « max-likelihood chain » donne l'évolution de la valeur du Log-likelihood au cours du temps. Au sens large, cette valeur représente l'adéquation entre valeurs prédites et observables. Le modèle peut être considéré satisfaisant quand le Log-likelihood est suffisamment stable et ne présente plus de fortes variations.

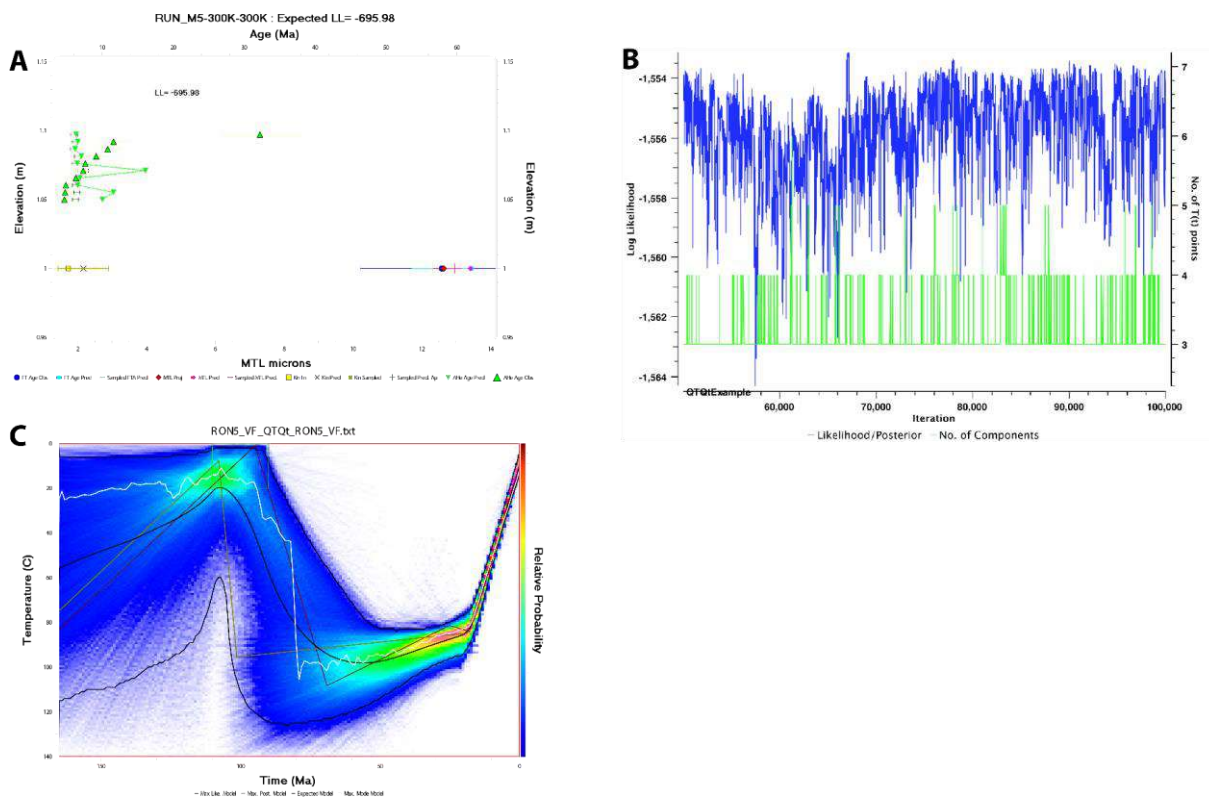


Figure 5: Principales données de sortie produites par le logiciel QTQt . A: Correspondance entre les données mesurées et les données produites par le modèles ; B: allure d'une courbe du Log-maxlikelihood indiquant que le modèle est stable ; C: chemins temps température, les couleurs indiquent la densité de probabilité qu'un chemin passe par ce point (rouge= probabilité forte, bleu=probabilité faible). En blanc, max-mode, en noire expected model, en brun max-likelihood, en vert kaki, max-posterior.

2. Géochronologie U-Pb

2.1. La désintégration radioactive

La méthode de datation U-Th-Pb se base sur le phénomène de désintégration radioactive de l'uranium et du thorium et de leurs noyaux fils aboutissant ultimement à la formation de différents isotopes du Plomb.

Les chaînes de désintégration du ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th sont formées par une succession de désintégrations produisant des noyaux fils intermédiaires. Les périodes de demi-vie de ces différents éléments fils sont très inférieures à celles des éléments pères. L'interprétation des produits de cette chaîne de désintégration nécessite que le système se trouve à l'équilibre séculaire.

Une chaîne de désintégration est à l'équilibre séculaire lorsque, le produit de l'abondance d'un isotope et de sa constante de désintégration est égal pour chaque couple d'élément

père-fils de la chaîne de désintégration. Dans le cas où le système est à l'équilibre séculaire, l'activité de chaque élément (production d'éléments radiogéniques) est identique et la désintégration d'un atome de ^{238}U donnera lieu à la production d'un atome de ^{206}Pb .

L'équilibre séculaire du système peut être perturbé par l'ouverture du système et la perte d'un élément appartenant à la chaîne de désintégration. La perte d'éléments ayant des demi-vies très faible n'impactera que peu la mesure de l'âge géochronologique.

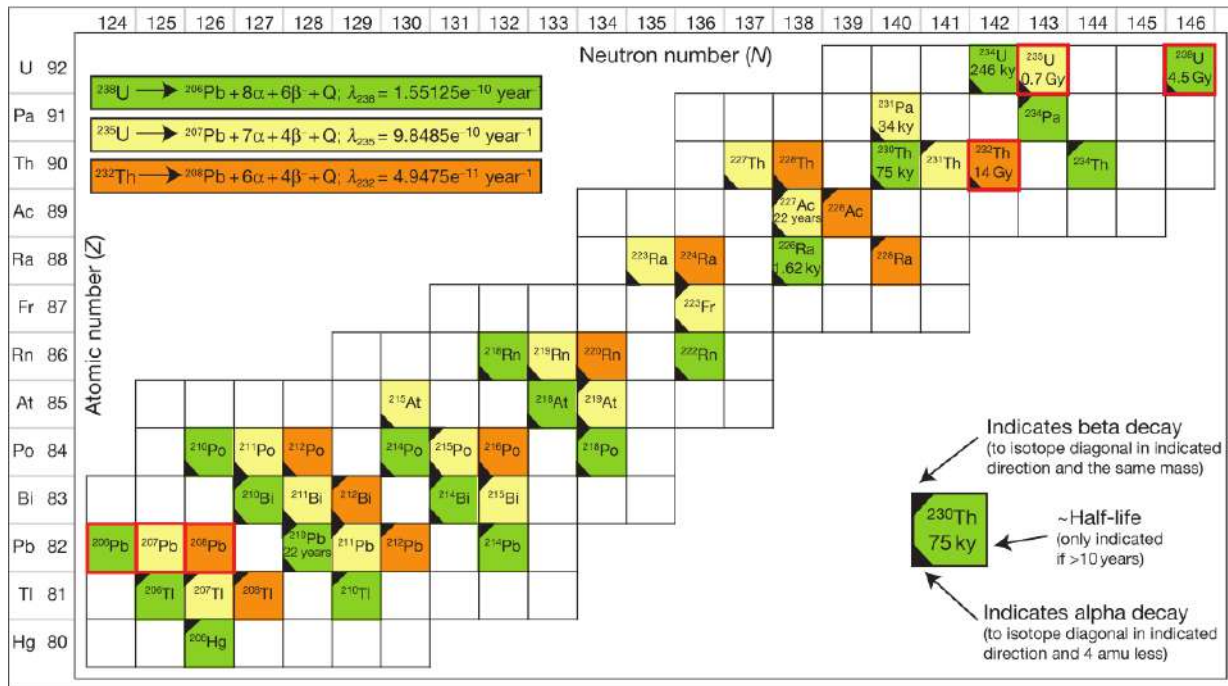


Figure 6: Tableau regroupant les trois chaînes de désintégration associées à l' ^{238}U , à l' ^{235}U et au ^{232}Th . En orange les éléments de la chaîne du ^{232}Th , en jaune ceux de l' ^{235}U et en vert de l' ^{238}U (Shoene, 2013).

En considérant l'état d'équilibre séculaire, les 3 équations dérivées des équations de désintégrations de l' ^{238}U , ^{235}U et du ^{232}Th utilisées par la méthode sont les suivantes:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda^{238}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda^{235}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda^{232}t} - 1)$$

Ces équations sont de la forme $Y=aX+b$ et définissent des droites appelées isochrones dans un diagramme $\text{Pb}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$. Pour le couple $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, le rapport $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ donnée

par l'ordonnée à l'origine représente la quantité de plomb au moment de la fermeture du système normalisé au ^{204}Pb stable, t est le temps écoulé depuis la fermeture du système et λ , la constante de désintégration associée à l'isotope père. Le plomb non radiogénique contenu dans le minéral au moment de la fermeture du système est appelé plomb commun. Différents échantillons provenant de la cristallisation d'un même magma auront des quantités de plomb commun identiques $(^{206-207-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ mais des compositions en uranium ($^{235-238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) variables et seront alignés selon une droite horizontale. Si le système évolue en système fermé, ces deux rapports vont évoluer ensemble et les échantillons s'aligneront selon une droite de pente $(e^{\lambda t}-1)$.

2.2. La datation U-Pb sur zircon

2.2.1. Généralités

La méthode U-Pb sur zircon se base sur l'utilisation de différents géochronomètres (cf. équations). Les zircons du fait des propriétés de leur réseau cristallin incorporent du plomb de façon négligeable lors de leur cristallisation. Le plomb commun est donc considéré comme nul et les équations ci-dessus peuvent donc s'écrire sous la forme $\left(\frac{^{206-207-208}\text{Pb}}{^{238-235-232}(\text{Th}-\text{U})}\right) = (e^{\lambda_{238-235-232}t} - 1)$ selon le radionucléide considéré.

Plusieurs façons de représenter les données U-Pb sur zircons existent. Le diagramme Concordia (Wetherill, 1956) est un diagramme où est représenté le rapport $^{235}\text{U}/^{237}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{238}\text{U}/^{236}\text{Pb}$. La courbe Concordia est dessinée par l'ensemble des zircons pour lesquels les rapports $^{235}\text{U}/^{237}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{236}\text{Pb}$ correspondent à un même âge (Fig. 7). Elle représente les zircons qui ont évolués en système fermé depuis leur cristallisation. Les points de mesures qui ne tombent pas sur la courbe Concordia représentent des zircons ayant subis une réouverture du système. Pour un même système géologique, les points qui ne tombent pas sur la courbe Concordia sont dit discordants et s'alignent selon une droite passant par l'origine, appelée Discordia (Fig. 8). La Discordia recoupe la Concordia en deux points. L'intersection supérieure correspond à l'âge de cristallisation du protolite et une intersection inférieure qui correspond à l'âge de réouverture du système isotopique.

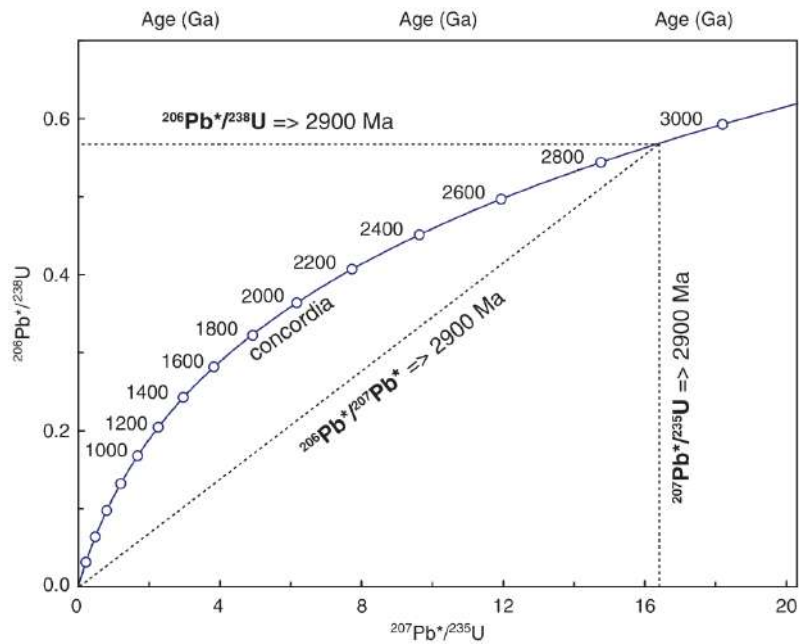


Figure 7: Diagramme Westerhill concordia représentant les trois chronomètres utilisés pour les datations U-Pb (Gehrels, 2012).

Les âges discordants sont généralement le résultat d'une perte en plomb pendant une phase de réchauffement ou d'hydrothermalisme postérieur au dépôt ce qui entraîne une perte de plomb (Fig. 8). Une perte en plomb peut aussi être simplement le résultat de la diffusion du plomb, facilitée par la présence de traces de fission et de défauts de reculs.

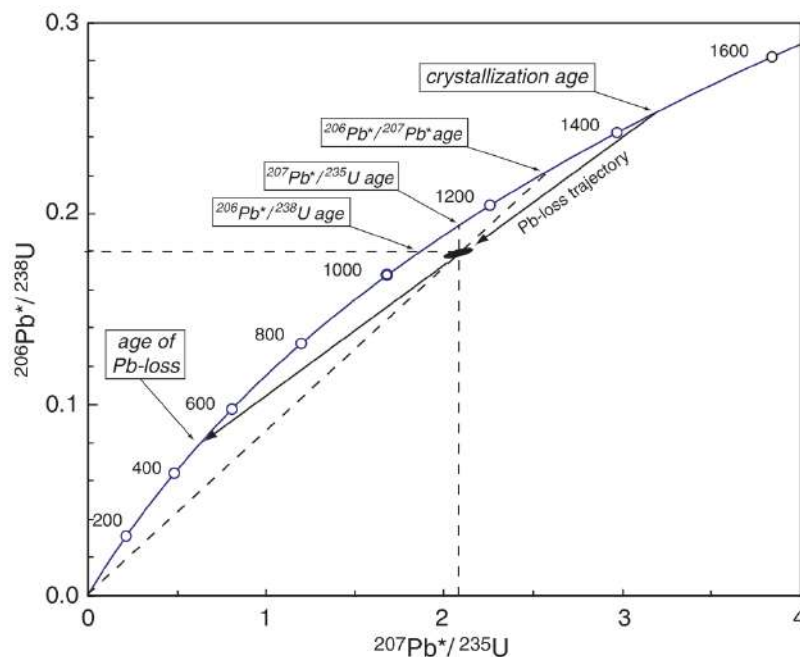


Figure 8: Diagramme Concordia montrant l'effet d'une perte en plomb et la position des trois différents âges mesurés à partir des différents systèmes isotopiques associé au couple U-Pb. On peut voir que pour les zircons discordants d'âge élevé (>850Ma) l'âge $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ est plus proche de l'âge réel de cristallisation.

Ce processus n'est efficace que pour des températures faibles (<~250°C) auxquelles ces dommages ne sont pas cicatrisés. Un âge peut aussi être discordant si l'analyse a été effectuée sur des parties du minéral héritée et néoformées, ce qui entraîne la mesure d'un âge mixte. La discordance d'un âge est généralement mesurée par un pourcentage de discordance calculé selon la formule suivante:

$$100 - 100 * ((206Pb/238U)_{age} / (207Pb/235U)_{age})$$

La discordance peut aussi s'exprimer comme un degré de concordance avec la formule suivante:

$$100 * (((206Pb/238U)_{age} / (206Pb/207Pb)_{age}))$$

Un âge est considéré comme discordant quand le pourcentage de discordance dépasse une valeur fixe en pourcent. Cette limite est arbitraire et peut-être discutée en fonction de l'étude que l'on veut réaliser pour ne pas éliminer de l'étude des grains qui pourraient présenter un intérêt. Les zircons les plus anciens seront plus susceptibles aux pertes de plomb à cause de l'accumulation des défauts de recul liées aux désintégrations de l'uranium. Les zircons les plus anciens sont aussi ceux où l'on a le plus de chance de mesurer des âges mixtes et donc discordants. La discordance des âges peut aussi être reliée à la précision de la mesure des rapports isotopiques, dans le cas de grains qui ont une très faible teneur en uranium ou pour les grains les plus jeunes les teneurs en plomb peuvent être très faibles ce qui a pour effet d'augmenter l'erreur sur la mesure.

2.2.2. Datation U-Pb sur zircon en domaine détritique

La température de fermeture du système U-Pb sur zircon est supérieure à 900°C. Il est donc rare de rouvrir le système une fois les zircons cristallisés. Cette caractéristique fait du système U-Pb sur Zircon un bon outil de traçage des sources magmatiques dans le domaine sédimentaire d'autant plus que le zircon est un minéral très résistant à l'altération et au transport. Ajouté à cela, le développement de la méthode d'analyse par ablation laser (LA-ICP-MS) a permis une forte augmentation du nombre d'analyses (Schoene, 2014) et donc l'augmentation du nombre de données disponibles pour identifier les potentielles sources.

La durabilité dans le temps du signal, permet donc d'assurer une bonne traçabilité du signal source mais peut aussi se révéler être un problème dans le cas de multiples sources ou cycles de sédimentation. Un recyclage important des zircons dans des formations sédimentaires successives aura tendance à homogénéiser le signal, compliquant l'identification des sources (Thomas, 2011). Dans certains cas, le recyclage d'un même matériel détritique au cours du temps peut aussi entraîner l'absence de certaines populations d'âge considérées comme caractéristiques d'une région donnée (Andersen et al., 2016).

Que l'on veuille effectuer une corrélation entre différentes formations, étudier l'évolution « paléogéographique » d'un craton ou dater l'âge minimum d'une formation sédimentaire, l'identification de populations d'âges U-Pb sur zircon n'est pas triviale. La répartition des âges U-Pb pour une formation sédimentaire n'est pas nécessairement caractéristique et les variations au sein d'une même formation peuvent être importantes. Ces variations qui peuvent avoir lieu à des échelles de temps assez courtes sont soit liées à des biais d'échantillonnage ou à des variations de l'organisation du réseau de drainage (Zimmerman et al., 2015). Pour pallier ces biais potentiels, il est donc recommandé d'échantillonner plusieurs échantillons dans une même formation.

2.2.3. Représentativité des populations échantillonnées

Dans l'objectif de comparer des distributions d'âges, il faut s'assurer que les âges obtenus soient bien représentatifs de l'ensemble des zircons contenus dans l'échantillon. Une attention particulière doit donc être prêtée, lors de la préparation et de la sélection des grains de zircons qui seront datés, à ne pas sur-échantillonner une ou plusieurs populations de zircons au détriment d'une autre.

En fonction de l'objectif à atteindre, le nombre d'analyses à effectuer pour un échantillon sera variable. Prouver la présence d'une source nécessite par exemple un nombre d'analyses généralement plus faible que pour des corrélations stratigraphiques basées sur la comparaison entre des distributions ou toutes les populations doivent être représentées sous peine de différencier à tort des échantillons.

De façon générale, le nombre de grains nécessaires pour avoir une distribution représentative de l'échantillon varie entre 60 et 120 grains selon les auteurs (Vermeesch, 2004 ; Anderson, 2005). La limite la plus couramment utilisée est celle de 117 grains,

proposée par Vermeesch, 2004, elle représente le nombre limite de grains nécessaire pour être certain à 95% que toutes les populations représentant plus de 5% de l'ensemble des âges ont été identifiées (Vermeesch, 2004).

2.2.4. **Interprétation/représentation des données**

Dans le domaine détritique, les données U-Pb sur zircons sont généralement représentées sous la forme de diagramme probabilité relative vs âge. L'objectif est de produire une fonction continue donnant la probabilité relative associée à chaque donnée et permettant ensuite d'obtenir la proportion de grains correspondant à une gamme d'âge. La méthode de représentation la plus couramment utilisée est le Diagramme de Densité de Probabilité (Probability Density Plot= PDP) (Ludwig, 2003) mais cette méthode de représentation tend à être remplacée par des diagrammes de type KDE (Kernel Density Estimator) (Vermeesch, 2012). De façon simplifiée, le KDE est produit en associant à chaque mesure une courbe normale dont la largeur est dictée par le nombre d'âges identiques. Au contraire, le PDP fixe cette largeur en fonction de la précision analytique de la mesure. Le PDP aura donc pour effet d'aplanir fortement le signal des données ayant les erreurs analytiques les plus importantes, quand bien même leur proportion représenterait une part importante de l'échantillon. Il est aussi possible de représenter les données sous la forme de courbes de probabilités cumulées. Ces courbes mettent bien en valeur les variations dans les proportions d'une même population qui permettent de visualiser de façon claire les répartitions pour un grand nombre d'échantillons.

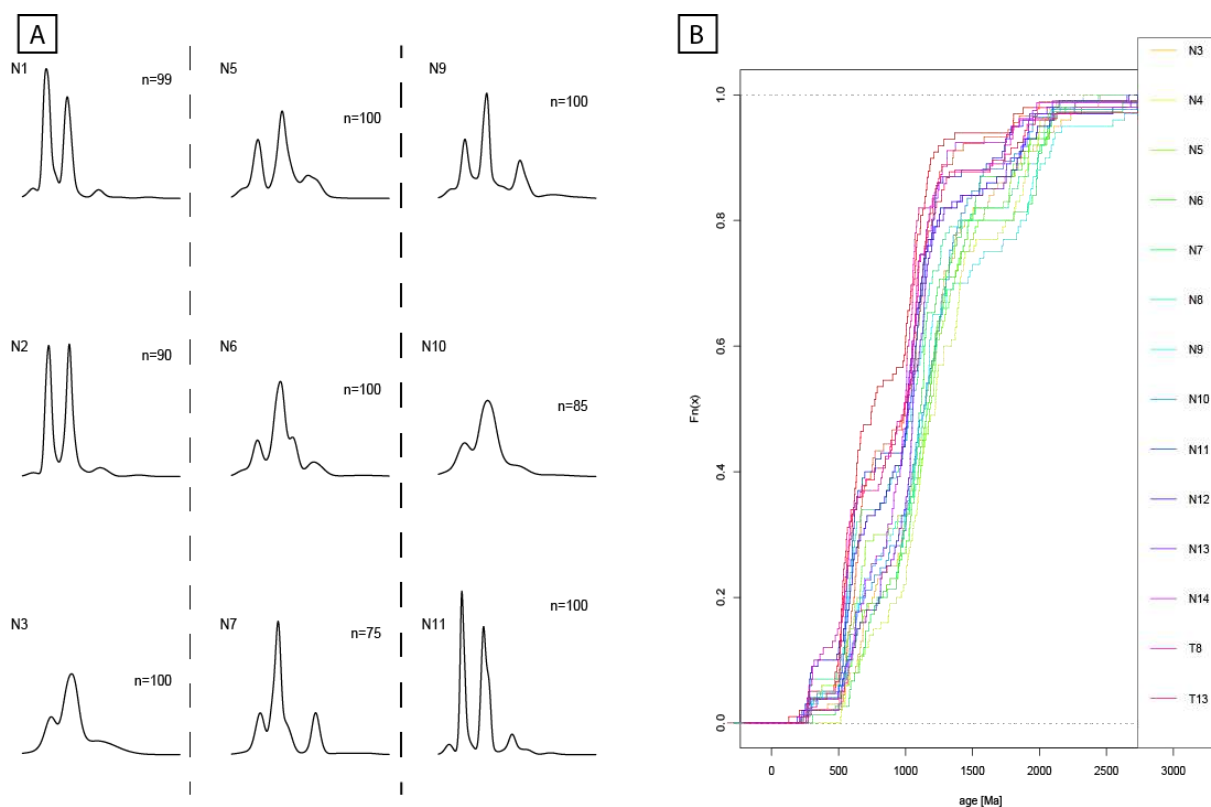


Figure 9: Illustrations des principales représentations graphiques possibles des données d'âges U-Pb sur zircon en domaine détritique, réalisées à partir de données de Namibie et du package du logiciel R « provenance() » (Vermeesch et al., 2016). A: Kernel Density Estimates (KDE), B: courbes de densité cumulatives.

Le nombre de données d'âges individuels devient rapidement élevé lorsque l'on travaille dans le domaine détritique. Au premier ordre, les âges peuvent être comparés visuellement à partir des courbes cumulatives ou des KDE. Une discussion plus poussée des ressemblances et différences entre échantillons passe par la description manuelle des pourcentages de grains appartenant à chaque populations ou gammes d'âge définie par l'observateur. Cette approche descriptive est la plus couramment utilisée dans les études U-Pb sur zircon détritique.

Pour autant, comparer plusieurs échantillons en utilisant cette méthode devient rapidement laborieux (Sircomb and Hazelton, 2004). Pour pallier cela, différentes méthodes ont été développées pour comparer les répartitions d'âges selon les échantillons (Positionnement Multidimensionnel (MDS), test de Kolmogorov Smirnov, Kernel Functional Estimates (KFE)). Nous essayerons de décrire brièvement ces méthodes (voir Sircombe and Hazelton, 2004 ; Vermeesch, 2012, 2013, 2015 pour le détail des méthodes statistiques)

La méthode développée dans Vermeesch (2013) se base sur le test statistique de Kolmogorov-Smirnov (Stephens, 1970 ; Press et al., 1992). Ce test est un test non

paramétrique et permet de tester la similarité entre les répartitions de deux jeux de données ne comportant qu'une seule variable. L'hypothèse nulle (H_0) est que les échantillons appartiennent à des populations identiques en répartition. La valeur p obtenue correspond à la probabilité que l'hypothèse nulle soit vérifiée. Une valeur de $p > 0.05$ indique par exemple que les deux répartitions ne sont pas statistiquement différentes avec une certitude de 95%. Plus précisément, on utilise la valeur de la taille d'effet (effect size ou KS) comme indicateur de similarité entre les différentes répartitions. Cette approche ne prend pas en compte l'erreur associée aux mesures et la sensibilité est moins bonne aux extrémités des distributions (Sircombe et al., 2004 ; Press et al., 1992) ce qui n'est pas dérangeant dans le cas où les analyses ont été faites dans les mêmes conditions. L'analyse MDS permet de caractériser la proximité entre différents échantillons à partir des distributions d'âges, des données de composition ou des données de « point counting ». Pour cela, le code R produit par Vermeesch et al. (2016) réalise en premier lieu, un test de Kolmogorov-Smirnov. Ce test est un test non paramétrique ne prenant pas en compte la nature de la donnée utilisée, et permettant de définir des valeurs de similarité (K-S) en comparant les échantillons deux à deux. L'algorithme du MDS permet de convertir les valeurs de K-S obtenues en distances euclidiennes représentables en deux dimensions. De cette façon, la proximité entre les échantillons est observable visuellement.

Partie 4: Evolution t-T et déformations de l'Unité des Flyschs

1. Présentation et but de l'article

Le manuscrit présenté dans ce chapitre a été soumis à la revue Earth Science Reviews. Cet article a pour objectif d'apporter des contraintes à l'évolution thermique de l'Unité des Flyschs et de façon plus générale d'apporter un éclairage sur les processus et le timing des déformations qui ont affecté ces unités depuis le Mésozoïque. Les données de thermochronologie basse température présentées ici sont les premières réalisées sur l'unité des flyschs. Les échantillons ont été collectés lors de notre première campagne de terrain au mois de Mai 2016. Quand cela s'est avéré possible, les méthodes traces de fission sur apatites et (U-Th-Sm)/He sur apatite ont été utilisées sur chacun des échantillons analysés.

La première partie de cet article est consacrée à la synthèse et à la réinterprétation des données structurales et stratigraphiques de la zone d'étude. La deuxième partie du manuscrit est consacrée à discuter des implications de nos résultats de thermochronologie basse température. Au terme de cet article, nous proposons sur la base des données nouvellement acquises et de notre travail de synthèse une reconstruction de l'histoire géodynamique de la région d'Alboran depuis les derniers stades du rifting téthysien au Crétacé supérieur jusqu'aux Miocène supérieur à récent.

Article 1: Early Cenozoic and Neogene tectonic evolution of the Western Betics and Alboran Domain revealed by thermal evolution of the Flysch Through Units

Maxime Daudet (1), Frédéric Mouthereau (1), Stéphanie Brichau (1), Ana Crespo-Blanc (2), Cécile Gautheron (3)

(1) Geosciences Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse, UPS, Univ. Paul Sabatier, CNRS, IRD, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

(2) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain

(3) GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France

Keywords: Low-temperature Thermochronology, Flysch Trough Units, Betic-Rif, Collision, Salt tectonics, Plate kinematics and Geodynamics

Abstract

The Betic-Rif orogen is a key region to understand the evolution of the plate boundary between Africa and Iberia/Europe. This study focuses on the Flysch Trough Units (FTU), which are considered

as the sedimentary cover of a domain originally positioned on the Alpine Tethys/Atlantic between the Iberian and Alboran margins. A detailed review of the literature and our own field observations confirm the crucial role played by salt tectonics to explain most of the peculiar stratigraphic contacts and structural feature of the FTU. Combined with new apatite fission tracks and (U-Th-Sm)/He ages from the FTU and thermal modelling, we propose a new geodynamic interpretation for the formation of the Betic Cordillera. Results show that the FTU are only slightly allochthonous and do not require several hundred kilometers of displacement as previously thought. Early compression during the late Cretaceous-Paleogene was recorded in the Cretaceous Flysch basin on the Iberian margin. The Betic region is thus part of a widespread contractional episode identified from north-Africa to northern Europe. This stage marked the onset of convergence between Africa and Iberia/Europe and lasted until the Oligocene, a temporally important transition in the geodynamics of the western Mediterranean. In the Early to middle Miocene the Alboran orogenic domain collapsed while regional extension triggered by mantle delamination propagated toward the west and the Africa and Iberia margins. The post-Tortonian uplift of the Gibraltar Arc was caused by tearing of the delaminated Alboran slab beneath Iberia and Africa, producing the present-day structure observed by seismic tomography. We suggest that the Africa-Iberia plate boundary, at the western end of the Alpine Tethys domain, was a thinned continental domain inverted during the Paleogene.

2. Introduction

The Betic Cordillera of southern Spain, together with the Rif belt of northern Morocco, is the westernmost part of the peri-mediterranean mountain belts (Fig. 1). Understanding the deformational history of the different units related to this orogen is crucial to reconstruct the Mesozoic kinematic and geodynamic history of the Iberian plate and more broadly of the western Mediterranean.

It is generally admitted that the Betic Cordillera evolution results from the collision of the Alboran domain with the South Iberian paleomargin and the African passive margin (García-Hernández et al., 1980; Platt et al., 2003a; Chalouan et al., 2006; Michard et al., 2008; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). Structural evolution of the Cordillera initiated in Eocene times, in close temporal relationships with the subduction of western Tethys (Faccenna et al. 2001b, 2004; Rosenbaum et al., 2002; Lacombe and Jolivet., 2005; van Hinsbergen et al., 2014). Geodynamic interpretations of the area vary in terms of timing and nature of the deformational events, paleogeography of the tectonic units and amount and vergence of subduction (Lonergan and White, 1997; Rosenbaum et al., 2002; Vergés and Fernández, 2012; see discussion in van Hinsbergen et al., 2014). Geochronological studies (see compilation in Augier, 2005; Kirchner et al., 2017; Homonnay et al., 2017) have proposed

contrasting P-T-t paths, including a heating phase in the Alboran domain, that largely overprinted previous tectonic events in the metamorphic domains, arguably the result of a period of significant regional extension and mantle upwelling in the Late Aquitanian-Burdigalian (García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994, 2001; Frasca et al., 2015).

A significant portion of the Betics is made of early Cretaceous to middle-to-late Burdigalian Flysch-type deposits forming the Flysch Trough Unit (FTU) stretching between the external and internal zones (Crespo-Blanc and Campos, 2001). The tectonic emplacement of these flysch series is of regional significance as they can be followed almost continuously in the W-Mediterranean from the Rif to the Apennines (Wildi, 1983; Martín-Algarra, 1987; Guerrera et al., 1992). In the western Betics, the FTU are interpreted as a thrust-imbricate resulting from the westward migration of the internal zones into the Iberian margin since the early Miocene (Luján et al., 2006). The commonly accepted allochthony of the FTU (Luján et al., 2006) with respect to the Iberian margin, and therefore the internal zones, has been so far an assumption for the reconstruction of the spatial and temporal evolution of the western Mediterranean. Unfortunately, we still lack constraints on the timing of tectonic emplacement of the FTU (Fig. 1) which challenge the hypothesis of large tectonic movement of the FTU and internal domains. To this end, we first present a review of previously published studies on structural, geochronological and stratigraphic constraints in the external and internal domains. We then provide new apatite fission-track (AFT) and (U-Th-Sm)/He (AHe) ages from various turbiditic sandstones from the FTU in the western Betics and north-western Rif. This approach applied to flysch sediments has proven useful to reconstruct cooling histories and exhumation paths at the earliest stages of collision (e.g. Vacherat et al., 2014; Mesalles et al., 2014). Our results complement low-temperature thermochronology data from the internal zones that constrain the final exhumation of these units. The new time-temperature data constrain the onset of compressional deformation on the southern Iberian margin and, integrated with preexisting stratigraphy of sedimentary rocks and structural data from the western Betics, have strong implications on the tectonic transport of the Flysch Trough Unit, and on the overall geodynamic reconstructions.

3. Overview of the structure and tectonic evolution of the internal domains of the Betics

3.1. General geological context

From the external toward the internal zones, the Betic–Rif realm is composed of several tectonic domains (Fig. 1): (a) the Guadalquivir and the Gharb foreland basins; (b) the External Zones of the Betics and Rif; (c) the Flysch Trough units (FTU); (d) the metamorphic complexes of the Internal Zones

and (e) the Alboran Sea basins. The non-metamorphic External zones and metamorphic Internal Zones (e.g. Fallot, 1945; García-Hernandez et al., 1980; Balanyá and García-Duenas, 1987) are separated by a major tectonic contact, called the Internal-External zone boundary (IEZB) (Platt et al., 2013) and by the Flysch Through Units (Crespo Blanc and Campos, 2001; Fernández-Fernández, 2007).

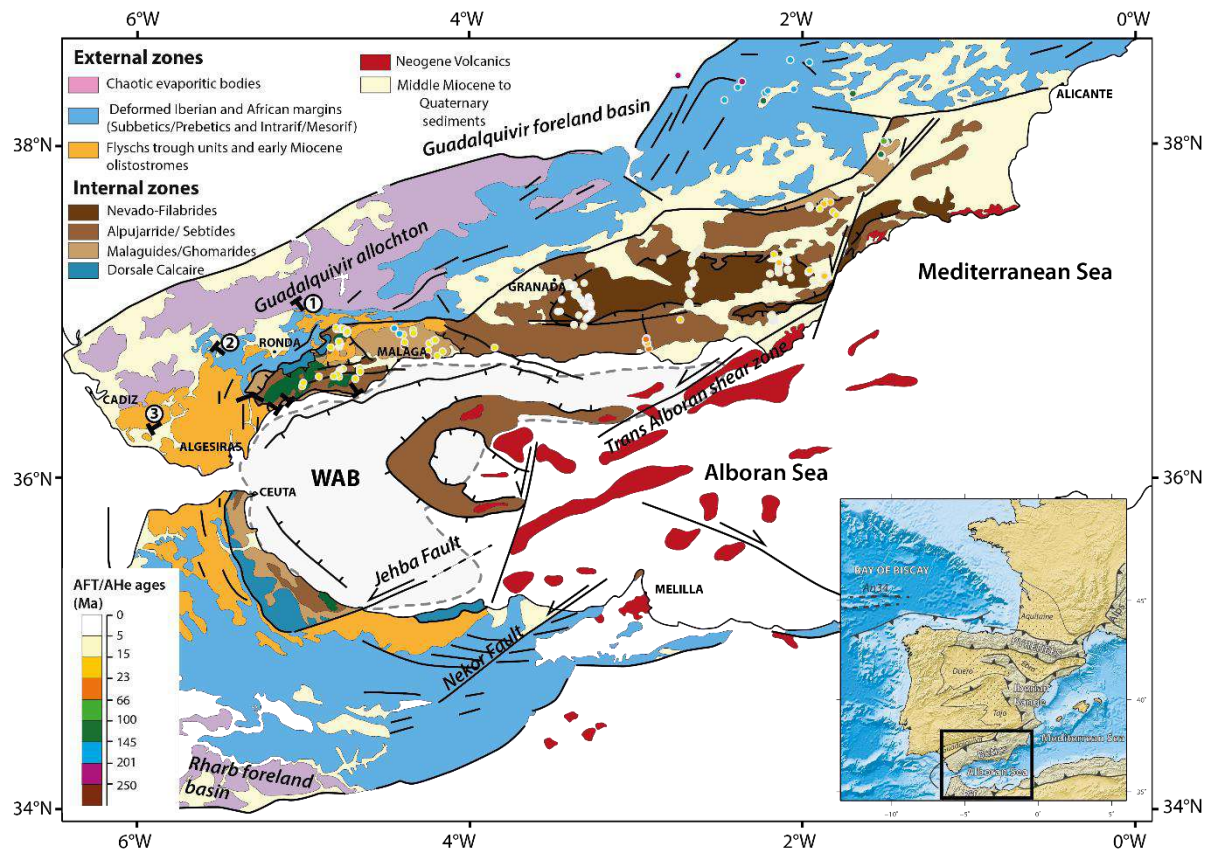


Figure 1 : Geological map of the Betic and Rif Cordilleras (modified after Comas et al., 1999; Frasca et al., 2015). Colored circles show the age of published apatite fission track (AFT) and (U-Th-Sm)/He data. (Platt et al., 2003b; Clark et al., 2009; Reinhardt et al., 2007; Johnson, 1997; Barbero et al., 2007; Esteban et al., 2004; Andriessen et al., 1996; Platt et al., 2005; Sosson et al., 1998; Lonergan and Johnson, 1998; Vazquez et al., 2011; Janowsky et al., 2017). WAB: West Alboran Basin.

The Internal zones of the Betics recorded a cyclical tectonic evolution marked by: 1) high-pressure during Variscan contraction followed by late Variscan partial melting (e.g., Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Zeck and Whitehouse, 2002; Gueydan et al., 2015; Sánchez-Navas et al., 2014, 2017); 2) Jurassic Tethys opening, as suggested by Jurassic ages of low-pressure protoliths of eclogite and pyroxenites layers in the western Alboran peridotites (Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Tubía et al., 2009); 3) high-pressure metamorphism during Alpine nappe stacking followed by a regional Miocene extension and crustal thinning in the Alboran domain is responsible for the LP-HT metamorphism event and the main metamorphic assemblages in the rocks (e.g. Platt et al., 2013).

The internal zones of the Betics are structurally made of four distinct tectonic nappes: the Nevado-Filabride, the Alpujarride, the Malaguide and the Dorsale Calcaire unit, from the lower to the upper units, respectively. The Nevado-Filabride and Alpujarride units of the Alboran domain are strongly affected by Paleogene to Neogene high-pressure/low-temperature (HP/LT) metamorphism and Cenozoic extensional deformations (e.g. Azañón and Crespo-Blanc 2000; Platt et al., 2005; 2006).

The unmetamorphosed External Zones consist of three main units, the Prebetic unit, only found in the eastern and central Betics and the Subbetic unit forming the External Zones s.s and the FTU positioned between the Internal (Alboran) and External (European/Iberian) units. The Subbetic and Prebetic consist of Mesozoic to Tertiary sediments that were deposited on the Variscan basement of the Iberian paleomargin (e.g. García-Hernandez et al., 1980; Martín-Chivelet et al., 2002). The FTU are Cretaceous to Miocene deep-water sediments deposited in a basin floored by transitional or oceanic crust (Durand Delga, 2000).

4. The internal zones and Alboran sea basin

4.1. Alboran Sea basin

The deep crustal and lithospheric structure of the Gibraltar arc region comprise (Fig. 1 and 2) the Betic -Rif arcuate cordillera on one side and the Alboran Sea in the back-arc area. The crustal thickness is 15-20 km in the Alboran Sea whereas it reaches 50-45 km beneath the western Betics and the Rif (Fig. 2) (e.g. Thurner et al., 2014; Mancilla et al., 2015a; Palomeras et al., 2017). The basement of the Alboran Sea basin is made of metamorphic Paleozoic rocks. This basin is divided in three sub-basins formed during late Oligocene to late Miocene extension, the Western Alboran Basin (WAB), the East Alboran Basin (EAB) and the South Alboran Basin (SAB) (Comas et al., 1999). Sediment thickness reaches 8 to 10 km in the WAB where the oldest sediments are Burdigalian (Hatzfeld, 1978; Comas et al., 1996; Iribarren et al., 2009; Do Couto et al., 2016) and only 2-3 km in the SAB and EAB where the oldest sediments are Serravallian (Martínez-García et al., 2017). The extension in the Alboran basin is associated to the rapid cooling of Alpujarride rocks drilled at ODP site 976 (18-20 Ma), temporally consistent with the age of rapid cooling of the Alpujarride unit at ~21-17 Ma (Monié et al., 1994; Platt et al., 2003b; Esteban et al., 2004). Since the late Tortonian (9Ma), the Alboran Sea has been affected by compressional deformation (e.g. Bourgois et al., 1992; Comas et al., 1999; Martínez García et al., 2011, 2013, 2017).

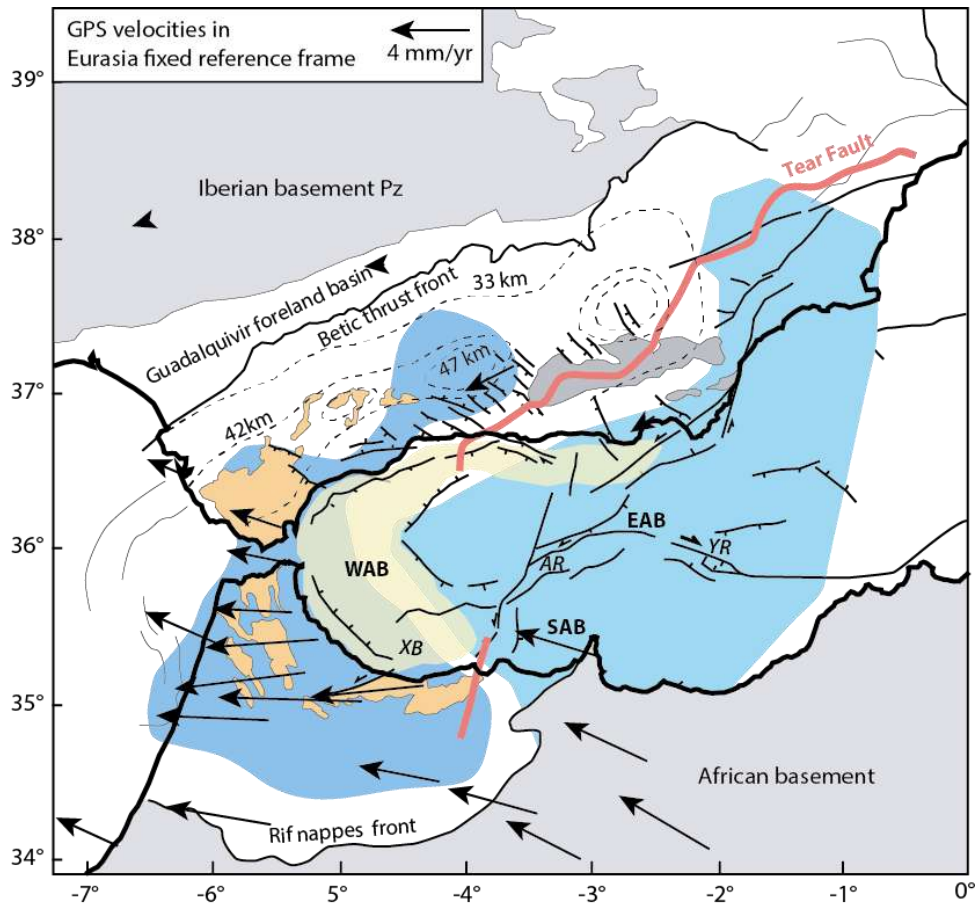


Figure 2 : Main crustal features of the Betics and Alboran Sea and the Flysch Trough Unit (orange). Arrows depict GPS velocities after Vernant et al. (2010). Moho depth variations beneath the Betics are based on Vs velocity and P-receiver functions from Mancilla et al. (2015) and Palomeras et al. (2017). Light blue domain below the Gibraltar arc represents the domain of thick crust (40-50 km) and darker blue domain represents the thinned crust (30-15 km) of the Alboran Sea (Palomeras et al., 2017). Position of the slab tear (thick red-line) is drawn after Mancilla et al. (2015b). Western Alboran Basin (WAB) depocenter is shown in light yellow. SAB and EAB are the South Alboran Basin and East Alboran Basin, respectively.

4.2. Nappe stacking in the Internal Zones

Extensional tectonic features currently dominate the structure of the internal zones. However, the Nevado-Filabride (NF) and Alpujarride (AJ) units preserve HP/LT mineral assemblages equilibrated during earlier Alpine stages of convergence (Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler, 1987; Goffé et al., 1989; Vissers et al., 1995; Booth-Rea et al., 2002; Platt et al., 2006). The Nevado-Filabride stratigraphy is composed, for the most part, of Late Paleozoic to Permian-Triassic micaschists, quartzites and marbles locally intruded by orthogneisses (Nieto et al., 2000; Martínez-Martínez et al., 2010; Puga et al., 2011; Gómez-Pugnaire et al., 2012; Sanz de Galdeano and Lopez Galindo, 2016). The Nevado-Filabride units were affected by HP/LT metamorphism (1.4-2 GPa, 600-690°C) followed by LP-LT retrograde conditions (0.6-0.3 GPa, 600-300°C) (e.g., Gómez Pugnaire et al., 2012; Augier et al., 2005a). Based on a number of geochronological methods (Rb-Sr, Lu-Hf, Ar-Ar, U-Pb), ages for the

HP metamorphism range between 60 and 17 Ma (Monié et al., 1991; Puga et al., 2002; Augier et al., 2005a; Platt et al., 2006; Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Gómez-Pugnaire et al., 2012; Kirchner et al., 2016; Li and Massonne, 2018). Cooling ages in the Nevado-Filabride and the Alpujarride indicate that after a HT metamorphism recorded at about 22 Ma the internal zones were exhumed rapidly to upper crustal levels by 18 Ma (e.g. Platt et al., 2003b). Zircon fission-track data from the NF unit further document rapid cooling from 300-240°C to near-surface temperatures between 12 and 6 Ma (Johnson, 1997; Vázquez et al., 2011). Based on new petrographic and geochronological Rb-Sr constraints, Kirchner et al. (2016) argue that the NF unit recorded HP metamorphism only after 20 Ma.

The Alpujarride unit represents the Variscan basement of the Alboran domain. It lies structurally above the Nevado-Filabrides unit but shows a very similar lithostratigraphic succession represented by metamorphosed Paleozoic graphitic schists, followed by Permo-Triassic schists and quartzite and middle to late Triassic marbles and dolomites. The Alpujarride unit was affected by lower peak HP-LT conditions (from 0.7-1.1 GPa, 400-580°C) around the middle Eocene (Augier, 2005; Platt et al., 2013). The western Alpujarride unit is characterized by the presence of the Ronda peridotite body. These peridotites are associated with HT metamorphic rocks and intruded by several granitic dykes, dated from 22.3±0.7 to 18.9±3.0 Ma (Esteban et al., 2011; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000), crosscutting both the peridotite and the host rocks and have been

The Malaguide complex is structurally the highest tectonic nappe of the internal zones. It is composed of a Paleozoic sedimentary succession unconformably overlain by Permo-Triassic conglomerates (Durand Delga, 1972; Perri et al., 2013; Esteban et al., 2017). Mesozoic and Cenozoic sediments are rarely preserved in the Malaguide unit. Where present, unmetamorphosed Jurassic and Cretaceous limestones pass into an alternation of calcareous sandstones, conglomerates, marls and marly limestones of Paleocene age. The Eocene sequence is represented by Nummulites and Alveolines limestones unconformably deposited on the Jurassic or early Cretaceous strata. On top of the Malaguide complex, were deposited different sedimentary formations belonging to the Upper Oligocene-Aquitainian Ciudad Granada group and the Burdigalian Viñuela group. The Ciudad Granada group clearly postdates an early Alpine deformation stage but predates the main compressive tectonic and metamorphic evolution and exhumation of the Betic-Rif belt, which culminates in late Burdigalian (Crespo-Blanc et al., 2001). The Burdigalian Viñuela group is found on top of the Ciudad Granada group. This formation is considered as transgressive because its area of deposition is wider than for the Ciudad Granada group and unconformably overlies both the Alpujarride and Malaguides units. The clasts forming the detrital material are sourced from the Malaguide and Alpujarride metamorphic basement, thus providing constraints on the timing of subaerial exhumation of the internal zones.

The “Dorsale Calcaire” (Durand-Delga et Foucault, 1967) is a Mesozoic–Paleogene tectono-stratigraphic unit that is only found in the western part of the Betics above the FTU and below the internal zones. This unit is considered to be the Mesozoic cover of the Malaguide unit (Durand-Delga, 1972; Didon 1973; Sanz de Galdeano, 1997). It is composed essentially of non-metamorphosed Triassic carbonates except close to the contact with the Ronda (and equivalent) peridotite bodies. There, it is affected by HT-LP metamorphism, with pressures reaching 300MPa and temperature around 510°C or even 700°C (Bluementhal, 1933; Mazzoli et al., 2013). The Dorsale Calcaire is also characterized by the discordant Nava Breccia formation. Together, all these late Oligocene-early Miocene transgressive formations, deposited upon the internal zones indicate that the nappe stacking of the Alpujarride complex was completed by 22-17 Ma.

5. Overview of the basin evolution of the external domains and the Flyschs Trough Unit

5.1. Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy of the External Betics and Flyschs Through unit

Hereafter, we examine in ascending order the Meso-Cenozoic stratigraphy and depositional facies found in the external Betics (Figure 3). Our goal is to place the stratigraphy of the Flysch Through Unit in the context of the external Betics and to refine the correlation among the dismembered units of the flysch series.

5.1.1. Trias and Jurassic

Well data from the Betic external domains shows that rifting on the south-Iberian margin started during the Late Permian/Early Triassic times. This first rifting event lasted from 270 Ma to about 200 Ma (Hanne et al., 2003), thus pre-dating the opening of the Western Tethys and Atlantic Ocean. Triassic sedimentary rocks are exposed in the Guadalquivir accretionary wedge and in the chaotic complexes of the central and western Betics whereas they are absent in the FTU (Fig. 3). In the external zones, the Triassic is represented by continental to epicontinental facies similar to the Germanic-type facies (Pérez López and Pérez Valera, 2007; Ortí et al., 2017). In the Subbetics, the Buntsandstein facies is absent and the sequence is restricted to Muschelkalk and Keuper facies (Arias et al., 2004, Pérez López and Pérez-Valera, 2007) at the origin of the diapiric structures (Flinch and Soto, 2017). A Germanic-type succession is also observed in the Malaguide which contrasts with Alpine-type carbonate-dominated series of the Alpujarride (Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano et al., 2001; Ortí et al., 2017). The Jurassic of the external zones is represented by the deposition of a shallow-marine carbonate platform in the Prebetic on a slowly subsiding (Hanne et al., 2003) and

irregular rifted margin topography, with deeper pelagic depositional environment in the Subbetic from the western Betics (Penibetic and internal Subbetic) to the median Subbetic (Arias et al., 2004). The FTU of the Campo de Gibraltar lacks a Jurassic basement (Fig. 3) which is only present in the Camarote unit, a transitional unit towards the Dorsale Calcaire (Olivier, 1984). The Betics, the Trias is characterized by limited stretching that outlines a period of transition prior to opening of the Atlantic Ocean from 180 Ma and further connection with the Western Tethys as documented in northern Iberia (e.g. Rat et al., 2018).

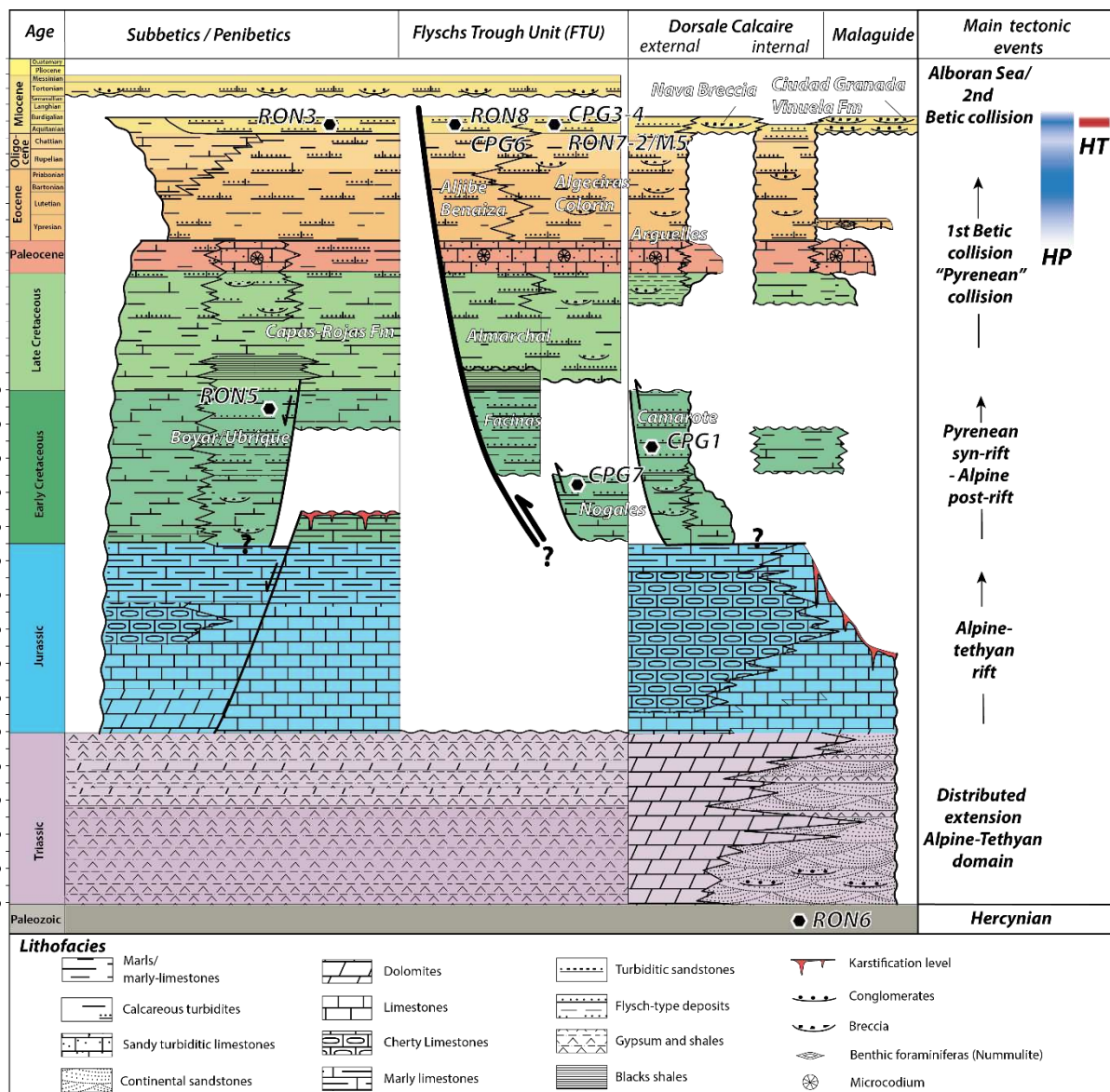
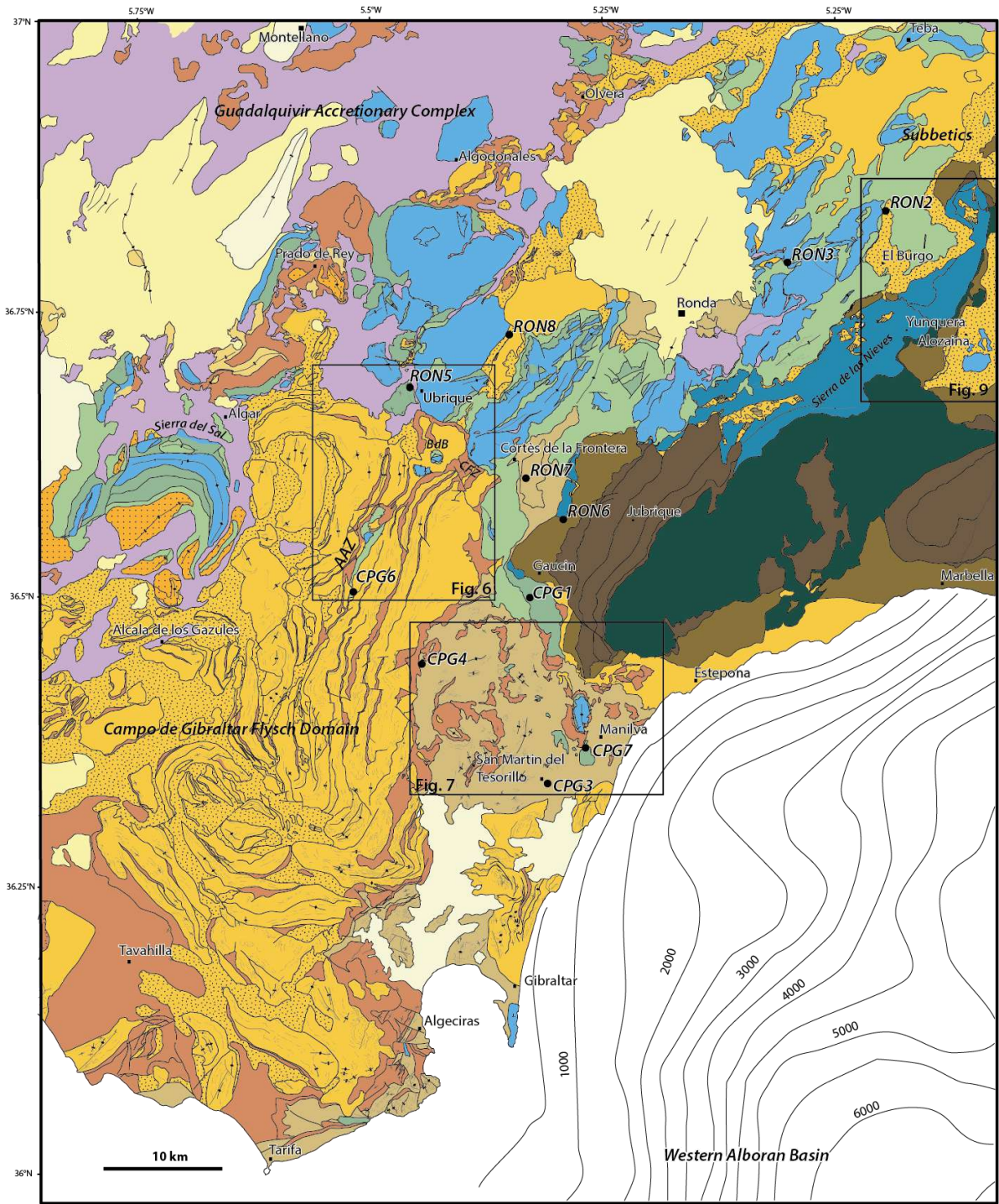


Figure 3 : Mesozoic-Cenozoic stratigraphic of the Betics and main tectono-metamorphic events. The compilation was made after the works of Bourgois (1978), Martin-Algarra (1987), Lozano et al. (2004), Martin-Algarra et al. (2009) and Vera et al., 2004) for the external zones, Balanya et al. (2004), Guerrero et al. (2014) for the Flyschs units and Serrano et al. (1995, 2007), Serra-Kiel et al. (1998), Martin-Martin (1997), Maaté et al. (2000) for the internal zones. Question marks are indicating alleged original contacts between, the Boyar-Ubrique unit, the upper Triassic with the FTU and of the Camarote unit with the Dorsale calcaire Jurassic basement.

5.1.2. Early and late Cretaceous

The major rifting phase is recorded in the Betics from Late Jurassic (Bathonian, ~170 Ma) to Early Cretaceous (Albian, 100 Ma) (Hanne et al., 2003). It shows the connection between the Western Tethys and the Atlantic Ocean, which is thought to have been accommodated by strike-slip movements between proto-Betics and the Rif (Schettino and Turco, 2009). The Early Cretaceous marks a change in the depositional system as indicated by the first siliciclastic sediment influx forming the external flysch deposits of Northern Africa (Massylian and Mauretanic series, Wildi, 1983). On the Iberia margin, Early Cretaceous turbiditic formations are also found in the Boyar-Ubrique region of the western Subbetic units, and within the few outcrops of Mesozoic flyschs of the Campo de Gibraltar (Figs. 3, 4). The Boyar unit ranges from Berriasian to Maastrichtian and the Ubrique unit from Albian to Maastrichtian (Bourgeois and Chauve, 1971). They are characterized by marly limestones with *Aptychus*-rich breccias dated from Berriasian to Barremian times (Boyar unit), siliciclastic Albian turbidites and Campanian to Maastrichtian calcarenites and micro-breccias. In map, the Ubrique unit shows overturned limbs on the flanks of a diapiric structure made of Triassic evaporites. Diapiric movements in the underlying Triassic gypsum have reworked the initial contact with the Jurassic limestones, which is now lacking (see description in section 3). Isolated bodies of Early Cretaceous flyschs are also found within the FTU like the Nogales and Camarote unit (Didon, 1969). They are always found disconnected from the Tertiary cover (Fig. 4); which makes their original position in paleogeographic reconstructions difficult to identify.



Cenozoic Flysch Through Unit & Subbetics

- | | |
|---------------------|---|
| Pliocene | Early Miocene turbidites - Nummidian Flyschs (Aljibe Fm) |
| Tortonian/Messinian | Early Miocene turbidites - Mauretanian Flyschs (Algeciras Fm) |
| Burdigalian marls | Paleocene-Eocene turbidites |

Mesozoic Flysch Through Unit & Subbetics

- | |
|---|
| Upper Cretaceous-Paleocene Red Marls (Capas Rojas Fm) |
| Lower Cretaceous flyschs & limestones |
| Jurassic limestones, marls & Lower Cretaceous p.p. |
| Triassic evaporites, shales & limestones |
- Overturned bed Antiform Bedding

- | |
|--|
| Early Miocene argillaceous series w/ blocks (Argiles à blocs Fm & "tectono-sedimentary complex") |
| Late Oligocene-Early Miocene breccias w/ paleozoic clasts (Nava breccias Fm, Millanas Fm) |
| U. Cretaceous to Oligocene clays & turbidites (Benaiza Fm/Jimena Fm)
Paleocene-Eocene calcarenites & turbidites w/microcodium
U. Cretaceous to Eocene clays & marls (Almarchal Fm) |

Internal zones

- | |
|---|
| Mesozoic limestones & marbles (Dorsale Calcaire) |
| Paleozoic & Mesozoic (Malaguide) |
| Paleozoic metasediments & gneiss (Alpujarride) |
| Peridotites (Alpujarride) |

Figure 4 : Detailed and homogenized geological map of the studied area of the western Betics drawn after a compilation of the 1:50000 maps of Spain. Main tectono-stratigraphic units onland and isobaths for the Western Alboran Basin are shown. Black circles depict samples used for AHe and AFT analyses. Insets show location of fig 6-7 and 9). AAZ: Arnao Accommodation Zone; PdB: Peñon del Berrueco ; CFZ: Colmenar Fault Zone. Geological maps are available at <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx?language=es>.

5.1.3. Paleocene-Eocene

In the Malaguide Complex, the sedimentary record from the Sierra Espuna region in the East, attests for the onset of foreland subsidence in the eastern Betic Cordillera in the lower Eocene (Ypresian, ~50 Ma) (Lonergan and Mange-Rajetzky, 1994; Hanne et al., 2003). The orogenic load caused plate deflection and the deposition of a transgressive Nummulitic limestone sequence unconformably overlying the late Cretaceous deposits. From late Eocene, but more clearly from the Oligocene to the upper Miocene, the increase in detrital influx from the Malaguide Complex and the deepening of the foreland basin indicate a continuous orogenic growth in this region. In the western Betic Cordillera, the Paleocene and the Eocene-Oligocene sedimentation in the Subbetic domain and in the FTU is made of marls or shales interbedded with calcareous turbidites (Colorín, Benaíza and Capas-Rojas Formation; Fig. 3) with some levels of conglomerates or breccias in the FTU and Predorsalian units (Arguelles unit; Fig. 3). In the Boyar-Ubriqueand Alta Cadena regions, from the internal Subbetic, the Paleocene is characterized by the deposition of *Microcodium*-rich turbiditic limestones (Bourgeois, 1978; Martín-Algarra, 1987; Alcalá-García et al., 2002). *Microcodiums* attest for an estuarine or continental environment (Varrone and Clari, 2002) and *Microcodium*-rich turbidites suggest local slopes, indicating local changes in subsidence rates and paleotopography. The microcodium-rich turbidites are also documented, slightly unconformable, on top of the late Cretaceous sediments of the Malaguide unit and are followed unconformably by Eocene calcareous turbidites with alveolines and numulites (Fig. 3) (Serrano et al 1995; Martín- Martín et al 1997; Serra-Kiel et al., 1998; Maaté et al., 2000; Guerrero et al., 2006). The strong similarities between the Paleocene-Eocene depositional succession of the eastern Betics (Sierra Espuna) and our studied area suggest that a regional scale foreland basin developed at that time (~50 Ma) at the front of the inner Betic Cordillera orogenic load. Some geochronological constraints from the Nevado-Filabrides also suggest that exhumation of HP started around that time (Monié et al., 1991; Augier et al., 2005a, Li and Massonne, 2018). This calls for an onset shortening in the Betic Cordillera at least in the Paleocene, synchronous with the Pyrenean collision.

5.1.4. Oligocene-Miocene

Backstripping reconstructions show that the subsidence in the Alboran Sea basin and in the southern Betics began in the late Oligocene–Early Miocene (i.e. 25–20 Ma; Docherty and Banda, 1995; Hanne et al., 2003). Progressive migration of thrust loads was responsible for rapid subsidence in the foreland basin (Guadalquivir Basin and part of the Subbetics) while extension in the metamorphic basement of the Alboran Domain, which was emergent at that time, triggered rapid subsidence from the Early Miocene. Rapid subsidence occurs during the Tortonian (10.4–8 Ma) in the Guadalquivir Basin and was followed by a regional post-shortening uplift. The wavelength of the topographic response points to lithospheric unloading caused by slab detachment or delamination.

From the latest Oligocene to the early Miocene, sedimentation in the external zones, FTU and in the Predorsalian changed from carbonate-dominated to siliciclastic-dominated (Fig. 3). The main turbiditic sequences of the FTU that were deposited during this period are currently represented by the Algeciras and Aljibe formations (Didon 1969; Bouillin et al., 1970; Martín-Algarra, 1987, Guerrero, 1992, Hoyez, 1989). They are considered to have been deposited between the internal and external zones, for the most part between the African paleomargin and the Alboran Domain units (i.e. Internal Zones) and for a smaller portion between the Iberian paleomargin and the Alboran Domain units (Martín-Algarra et al., 2009; Alcalá et al., 2013).

In the Subbetics also, Miocene turbiditic deposits are found above or interbedded within gypsum/clay Triassic layers, or in stratigraphic contact with the late Cretaceous to Paleogene sediments of the Subbetics in Peñon-Grande unit or in the region of Cortes de la Frontera (see below discussion in section 3). In the absence of more precise petrographic description, they are indistinguishable from the Aljibe or Algeciras turbidites. Taking into account that they are in stratigraphic contact with the underlying Subbetics units, these subbetic flyschs likely correlate with the FTU and therefore belong to the same depositional system.

6. Salt tectonics and the structure of the external fold-and-thrust belt in the western Betics.

6.1. General features

Figure 4 displays a geological map of the frontal part of the western Betics based on a compilation of twenty 1/50 000 scale maps of the Instituto Geológico y Minero de España

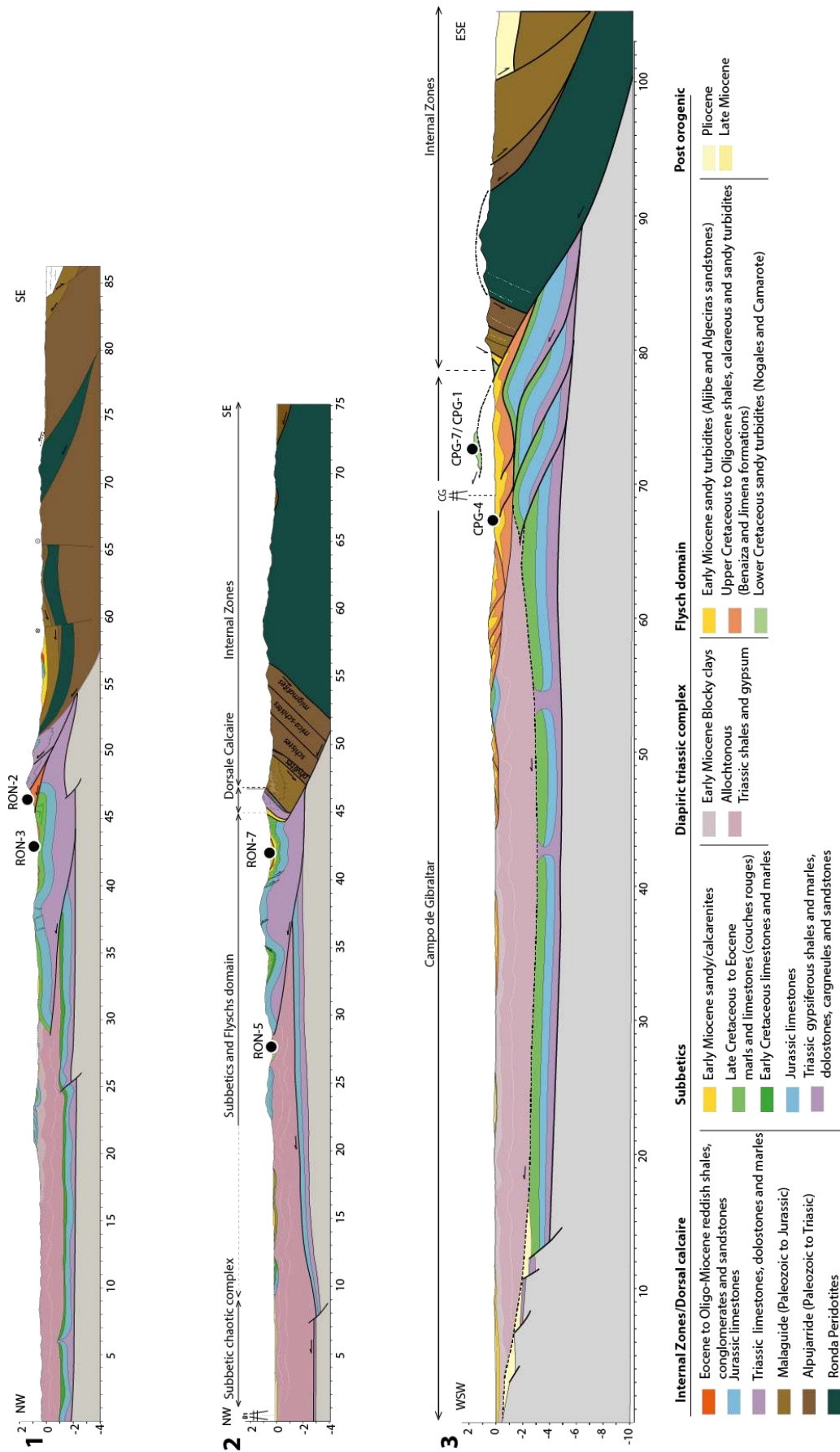


Figure 5 : Geological cross-sections of the western Betics (see location in Fig. 1). Structural constraints in the external zones are from the revisited geological map of Fig 4 and our own field survey.

Structure of the internal zones follows the work of Frasca et al. (2015) and Flinch and Soto (2017). The cross-sections emphasize the role of the Triassic shales and evaporites in the formation of the Gibraltar Accretionary Wedge (GAW) and more generally on the development of salt-related structures as described in the text.

and our own field observations. We also provide three geological cross-sections with surface and subsurface control provided by Flinch and Soto (2017) and our own mapping (Fig. 5). The arcuate shape of the Gibraltar arc is outlined by folded units that are striking from NE-SW in the region of Ronda-Marbella, to N-S (locally NW-SE) in the Campo de Gibraltar domain. This regional structure is made of spatially disconnected subbetic tectonic units outlined by Mesozoic limestones, Paleogene to Neogene deposits, including the FTU. The Cenozoic flysch series (FTU) outcrop either 1) as separated patches reworked in the “Argiles à Blocs” formation to the northeast of the line Ubrique-Cortes de le Frontera (see Fig. 4) or 2) as a large sheet of folded sandy turbidites in the Campo de Gibraltar (CpG).

These two domains are tectonically separated by a 50 km-long NW-SE trending, fault zone, named the Colmenar normal fault zone in the north (Fig. 4 and 6, Luján et al., 2006). Locally, east of Ubrique, the normal fault is remarkably well expressed in the landscape where it separates the Jurassic limestones of the Sierra de Ubrique from the early Miocene flyschs of the Aljibe unit (Fig. 6). Jurassic limestones and turbidites of the Aljibe unit have similar strike, suggesting a primary stratigraphic contact, later cut by the normal fault during the middle Miocene. Fault slip data reveals a N70-80°E arc-parallel extension that either postdates the emplacement of the main tectonic units (Fig. 5) or is contemporaneous with arc perpendicular shortening (Balanyá et al., 2007, 2012).

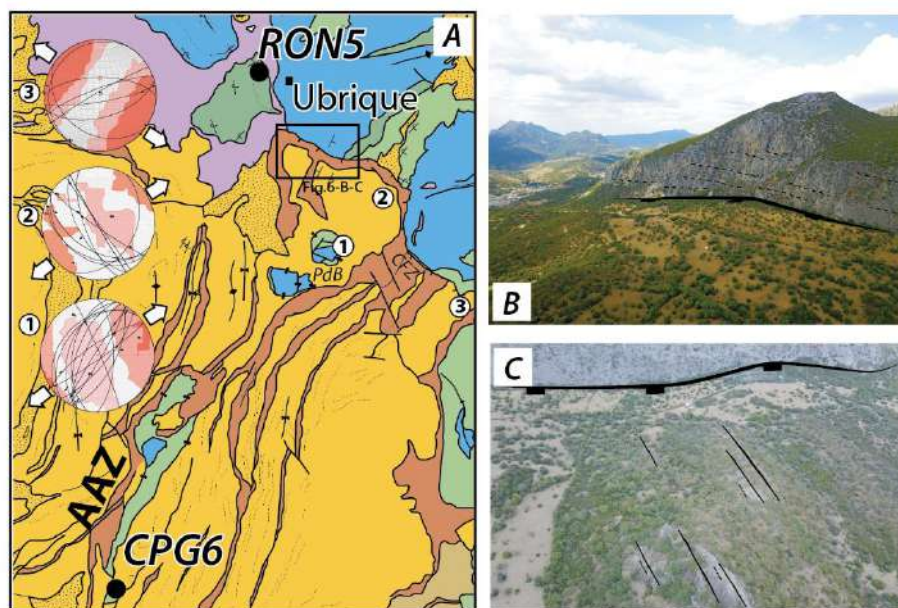


Figure 6 : Close-up from the map of Figure. 4 (see fig. 4 for location). Stereoplots in (A) shows fault slip data measured and inferred direction of extension in different localities near the contact between the Cenozoic flyschs and the Cretaceous to Jurassic sediments of the Penibetics (white arrows). (B),

(C): normal fault at the contact between Jurassic limestones of the Sierra de Ubrique and the flyschs of the Aljibe formation. CFZ: Colmenar fault zone; PdB: Peñon del Berrueco.

At the regional scale, the fault accommodates differential movement between its exhumed footwall formed by the metamorphic rocks of the Alpujarride Ronda peridotite massif and the non-metamorphic Flysch Though unit of the CpG. Near Gaucin, the fault cuts across the Malaguide and Alpujarride units where it shows an apparent strike-slip movement on the map (Fig. 4). Close to Estepona, south of the Ronda peridotites massif, the extension is accomodated by an EW-striking normal fault, with a subordinate sinistral component, that juxtaposes the Ronda serpentinized peridotites with the FTU (Fig. 7). This major fault zone is part of an area characterized by high crustal thickness, located 80km west of the end of the slab tear (Fig. 2), where the lithospheric mantle is understood to be still attached to the crustal root (Mancilla et al., 2015).

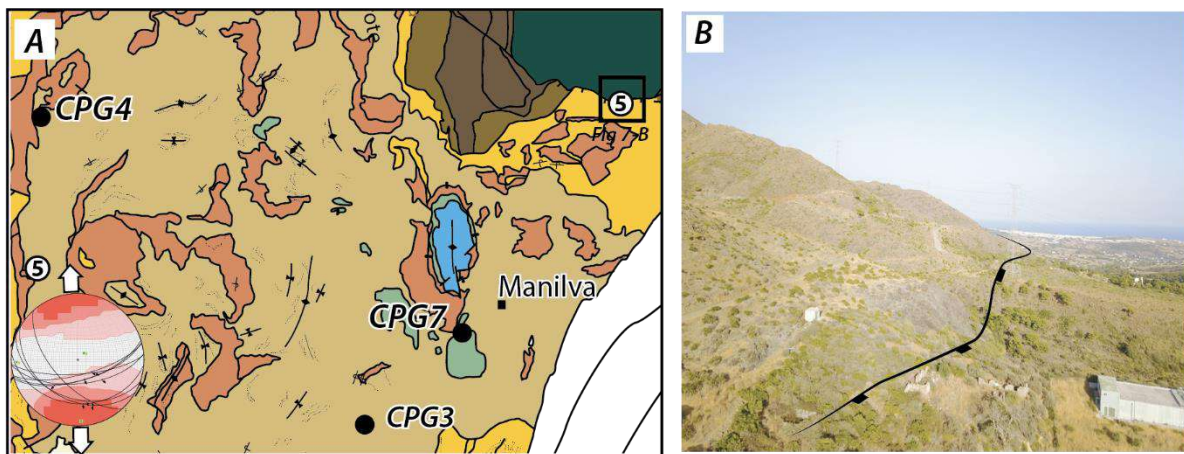


Figure 7 : (A) Close-up from the geological map of Figure. 4 in the region of Manilva (see fig. 4 for location). The stereoplot shows the direction of extension (white arrow) obtained from measured faults and associated lineations at the contact between the peridotite and the flyschs units. (B): Normal fault at the contact between the flyschs (hanging-wall) and the peridotites (foot-wall). Location of the picture (B) and stereoplot northeast of Manilva is indicated by a black square on the map.

6.2. Evidence for salt tectonics

In the western and central Betics, a chaotic formation made of a mixture of Triassic clays and gypsum together with blocks of Meso-Cenozoic sediments is exposed between the Guadalquivir basin and the subbetics and flyschs unit. This formation is a Miocene (Burdigalian to Tortonian) accretionary complex, called the Guadalquivir Accretionary Wedge (GAW) emplaced before the latest Tortonian in the foreland basin of the Betics through diapirism and thrusting in the overthickened Triassic salt (Flinch, 1996, 2017; Berástegui et al., 1998; Vera, 2000; Pérez-Valera et al., 2017). The apparent structural complexity of the GAW reflects early diapiric events that occurred on the Iberian paleomargin between late Cretaceous and Paleocene. Subsequently, the formerly disturbed

stratigraphic pile is reworked during late Oligocene to early Miocene compression (Flinch and Soto, 2017).

Flinch and Soto (2017) recently provided additional clues that emphasize the widespread occurrences of salt-controlled tectonic features in the western Betics. For instance, they show that the Triassic evaporites are often found resedimented in the Cretaceous-Paleocene, although stratigraphically intermediate units of Jurassic or Early Cretaceous are absent. In addition, Jurassic to Cretaceous-Paleogene limestones of subbetic affinity are also observed as isolated bodies surrounded by Triassic evaporites and in some cases, Triassic evaporites overlie some Cretaceous-Paleogene subbasins. All these observations led Flinch and Soto (2017) to identify a 60 km-large allochthonous salt canopy made of Triassic salts at the front of the Subbetics. It is worth noting that like earlier works in the region, they interpret the FTU as an allochthonous thrust belts overthrusting the salt canopy and the Subbetics.

According to our own mapping, we argue that salt-tectonic is a dominant process explaining most of the structures in the region. We recognize as synthesized on Figure. 4 that in all the CpG area, from Prado del Rey in the North, through Alcalá de los Gazules, Tavahilla in the centre down to Tarifa in the South, the Cenozoic sandstone layers of the FTU exhibit vertical to overturned limbs, sharp and discordant contacts. The elongated folded units of CPG often form contorted features, or very characteristic horseshoe structures, indicating complex rotations induced by salt movement. Other structures, like the Arnao Accommodation Zone (AAZ of Luján et al., 2006), which is formed by isolated outcrop of flyschs and subbetic limestones surrounded by opposite vergent folding of the FTU probably documents a suture in salt-based thrust belt (e.g. Jackson et al., 2017). Between most of the folded units, a tectono-sedimentary mélangé is documented. It is made of Miocene shale matrix containing the ichnofacies *Tubotomaculum* (indicators of fluids venting related to mud volcanism; García-Ramos et al., 2014) mixed with blocks of Jurassic, Cretaceous and Paleogene as well as Miocene sandstones from the FTU. These features are strong evidence in support of the presence of salt pillows, upwellings as well as mud diapirism below the FTU. These processes provide explanation for the formation of these complex structures and in several aspects show strong similarities with the offshore continuity of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cadiz (e.g. Medialdea et al., 2004; 2009). One of the major inferences is that most of the discordant contacts observed in the overlying flysch series are actually sutures that accommodate the differential movements in the allochthonous salt (as defined in Jackson et al., 2017).

In the region of Alcalá de los Gazules, salt diapirs pierce the carapace of the salt canopy shaped made of flysch sediments of the FTU. South of Algar, the Sierra de la Sal form a 6-km large remarkable horseshoe structure made of Jurassic to Paleogene succession, with a number of welds that reflects salt removal (Fig. 4). As shown by Flinch and Soto (2017), the Sierra de la Sal structure forms the

carapace of the canopy where a thin stratigraphic section of the subbetic is preserved above 2 km of allochthonous salt. Exploration wells and seismic reflection allows to interpret layers below the salt canopy as a complete subbetic stratigraphic section overlying salt feeders formed by autochthonous Triassic evaporites. Flinch and Soto (2017) mapped several minibasins made of Upper Cretaceous-Paleogene strata mostly found overlying the external Triassic nappe. Near Algodonales and Olvera, the authors document two minibasins composed of Upper Cretaceous-Paleogene strata which are also in stratigraphic contact with the flysch of the Aljibe formation. If correct, this result implies that at least part of the FTU is not allochthonous but instead forms the roof of the allochthonous salt canopy. This point is further explored below.

6.3. Implications of salt tectonics

Contact between the FTU and the subbetics series

Given the importance of salt tectonics in the western Betics, one major issue was to resolve the structural position of the FTU relative to the surrounding Subbetics and the internal Betics, as well as to refine the connection across the dismembered units of the flysch series. In that aim, the contact between the Cenozoic flysch units and the underlying subbetics was investigated through our own observations and critical review of the IGME maps synthesized on Figure. 4.

We investigated in several places the nature of the contact of Cenozoic sandy turbidites of the FTU with the adjacent Subbetic units but it is generally poorly preserved. Where it can be observed, the contact is characterized by diffuse small scale high-angle normal faults and strike slip faults compatible with general E-W direction of extension in the region of Ubrique to N-S extension in the region of Estepona (Fig. 6-7). According to our field investigations, we see no structural evidence indicating the presence of a basal thrust, which could have been later reworked by extension. These normal faults often delineate the contact between the upper Cretaceous “Capas Rojas” of the subbetics and the FTU, which most likely reflects the mechanical stratigraphy between weak red marly limestones and thicker, more competent flysch units.

We have particularly focused our investigation along the road from Ubrique to Cortes de la Frontera and near El Burgo on the road from El-Burgo to Ronda. Some outcrops of Mesozoic subbetic units are found isolated within the FTU of the Campo de Gibraltar. They have been interpreted as tectonic windows beneath the FTU, thus supposedly attesting for the allochthonous character of this unit (Luján et al., 2006; Crespo-Blanc et al., 2006). These outcrops of subbetic limestones can be found in different localities, along the AAZ and NW of Manilva. Near Manilva, and on the road from Ubrique to Ronda (Peñon Del Berrueco), (Fig. 8). The Peñon Del Berrueco is an isolated body of condensed section of Jurassic limestone and Upper Cretaceous surrounded by the FTU. Below the contact, in the

Upper Cretaceous “Capas Rojas” formation, steeply-dipping dextral normal faults oblique to the bedding and oriented NNE-SSW have been measured (Fig. 6). These faults are not associated with the contact but postdate it. We interpret this dome structure as a portion of the carapace floating on top the Triassic allochthonous salt and emplaced during the Upper Cretaceous. The contact with the flysch units does not show evidence for large horizontal movement with respect to the underlying Upper Cretaceous. From these observations, we infer that the FTU is in a normal stratigraphic position or was first transported above the allochthonous Triassic salt and then welded with the Upper Cretaceous red marls. We note that the Peñon Del Berrueco is located at the northern tip of the AAZ, which represents a suture in the advancing salt-based thrust belt (Fig. 8). The Manilva outcrop to the south shows a similar feature although the intermediate Cretaceous cover of the Subbetics is preserved (Fig. 8).

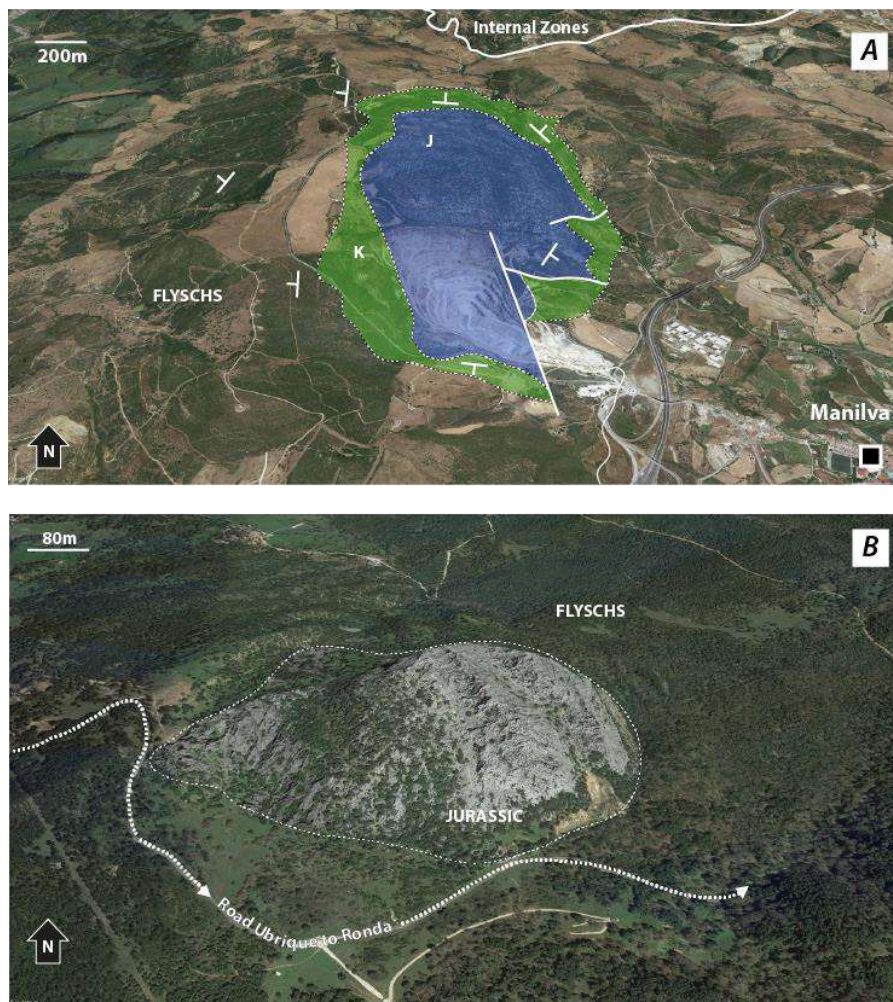


Figure 8 : Google earth images of isolated hectometric block of Jurassic (blue) and Cretaceous (green) carbonates belonging to the Penibetics embedded in the mainly Cenozoic Aljiras and Aljibe formations, close to Manilva (A) and near Ubrique (B) (Penon del Berrueco). These blocks are interpreted as remnants of the carapace emplaced in the late Cretaceous during salt canopy emplacement (see description in text and discussion in Flinch and Soto, 2017).

We have also investigated the dismembered units of the flysch series at the front of the internal units in the Sierra de las Nieves and above them in the Alosaina basin (Fig. 4). Few kilometers SE of Ronda, in the Sierra de las Nieves, the FTU is mapped as a tectonically emplaced sheet squeezed between the Dorsale Calcaire to the south and the Upper Cretaceous red marls of the Subbetics to the the North. The FTU overlies conformably the Upper Cretaceous stratas but are altogether folded and sheared below the Dorsale Calcaire main thrust. In the Alosaina basin like in the CpG region, the Cenozoic flyschs are found associated with Mesozoic blocs. North of Alosaina, along the road to Yunquera, a well-known stratigraphic section shows that strata of the Aljibe unit are concordant with the underlying Alosaina and Millanas Formations, but is locally unconformably overlying the internal domain.

Taken together the previously cited evidence argue in support of a limited tectonic movement between the FTU and the Subbetics.

“Argiles à Blocs” formation and the emplacement of disconnected flysch series

In addition to the GAW, another chaotic formation is found in the external zones of the western Betics in a more internal position. This formation has been given different names including the “Argiles à blocs” (AaB; Bourgois, 1974), tecto-sedimentary complex (Peyre, 1974) or Numidoide (Martín-Algarra, 1987). The matrix, which is made of red and green clays, is Burdigalian based on the youngest resedimented foraminifera (Peyre, 1974; Bourgois, 1978; Feinberg and Olivier, 1983; González-Donoso et al., 1987; Martín-Algarra, 1987) and could even reach Serravallian to Langhian (Suades and Crespo-Blanc, 2013). That formation contains kilometer-scale blocks of Meso-Cenozoic sediments, among which are most commonly found Triassic sandstones, clays and evaporites, Jurassic and Cretaceous limestones and marly limestones from the subbetics, Paleocene to early Miocene marls and the turbiditic sandstones of the FTU. This chaotic formation outcrops both at the front of the internal zones in the Campo de Gibraltar area and overlies unconformably the internal units of the Malaguide and Alpujarride in the region of Alosaina (Fig. 9). Contrary to the GAW, this formation is generally interpreted as a sedimentary *mélange* (Bourgois 1978; Suades and Crespo-Blanc, 2013).

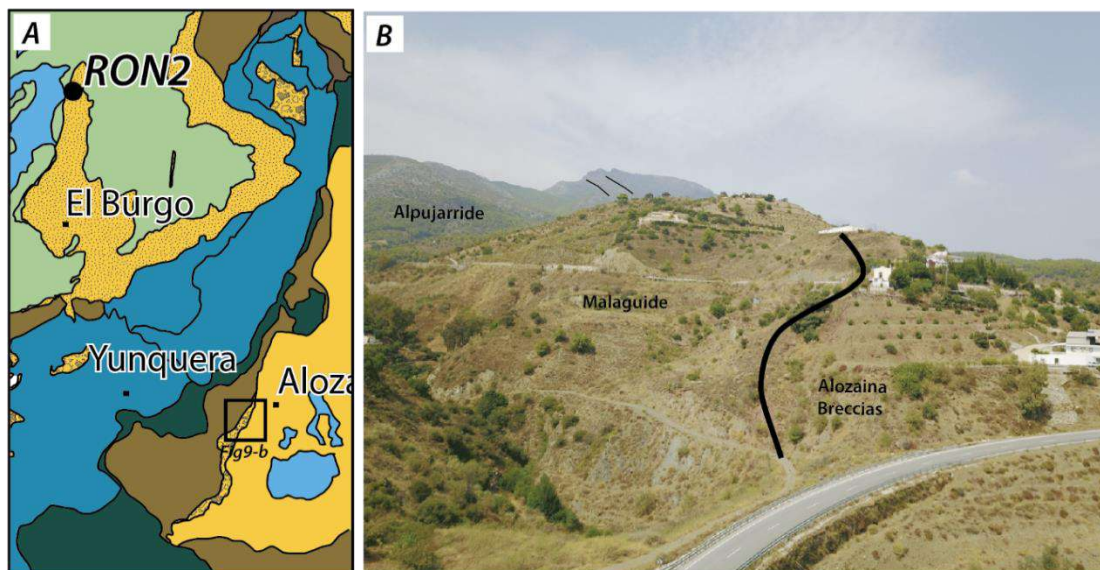


Figure 9 : (A): Close up of figure. 3 showing location of picture B. (B): picture illustrating the contact of the early Miocene transgressive cover over the Malaguide near Alosaina.

Other than the age of the matrix, Triassic in the GAW and Miocene in the AaB, no clear stratigraphic and/or structural distinction between the AaB formation and the GAW can be made in the western Betics. We propose that these two formations are the result of the same processes of emplacement, and that the AaB is a more internal equivalent of the GAW in an outward propagating salt-based fold-and-thrust belt.

We have emphasized above the primary role played by salt diapirism and salt tectonics in the structural development of the FTU. In the case of the AaB formation, the relationships with salt movement is suggested by the stratigraphic mixture of highly deformed layers of weak Triassic evaporites and often overturned and disconnected layers of turbiditic sandstones of the FTU (Fig. 4). The rest of the stratigraphic pile is found as meter-to-kilometer-scale blocks of Jurassic and Cretaceous competent limestones (Fig. 4 and 5). This *mélange* likely represents the broken roof of rising salt diapirs. In case of allochthonous salt sheet, along the slopes of the frontal escarpment, roof sediments are swept and form slumps, debris flows, landslides that can spread over distances of several kilometers (Jackson et al., 2017).

7. New low-temperature thermochronological data in the FTU

7.1. Sample description and location

Twelve sandstone samples have been collected in the western Betics in different flysch units ranging from the lower Cretaceous to the lower Miocene (Fig. 3 and 10, Table 1). Sampling was made to allow comparison between two transects. In the eastern transect striking N-S (Ronda-Marbella

transect) the flyschs units are exposed as disconnected flysch bodies flanked by the Subbetic units and the internal Zones where results of AFT and AHe analyses have been published (Platt et al., 2003b, Esteban et al., 2004, 2005; Frasca, 2015). The western transect (Jimena de la Frontera-Manilva) is striking E-W. It crosses the Campo de Gibraltar area in which the flyschs series appear continuously. The sampling is complemented by one sandstone collected in the Rif east of Tanger. Samples are presented below according to their position in the different flysch units.

Samples RON8 and CPG6 were collected from the Aljibe formation (Fig. 3 and 10). CPG6 was taken close to the contact between the Aljibe unit and the underlying late Cretaceous-Paleogene red marly limestones of the Subbetics, along the Arnao Accomodation Zone (Luján et al., 2006) which represents a suture separating two salt sheets topped by the flyschs. RON8 was sampled just south of Grazalema. It is found in the same structural position as CPG6 although outcropping as a smaller body of the same Aljibe unit embedded in the “Argiles à Blocs” formation that topped the same late Cretaceous-Paleogene red marls of the subbetics.

CPG3, CPG4, RON2 and RON7 were collected from the Algeciras formation, and M5 from the Beni-Ider formation, its Rifan equivalent (Fig. 3 and 10). CPG4 and CPG3 sandstones were collected in flysch series of the Campo de Gibraltar close to Jimena de la Frontera in the west and San Martín del Tesorillo in the east. RON7 was collected in the vicinity of Cortes de la Frontera and RON2 north of El-Burgo in the same unit. These two samples are spatially disconnected from the main Algeciras body in the Campo de Gibraltar area. However, they are both located at the front of the internal zones and despite being distant of 50 km from Campo de Gibraltar they are found in the same structural position, closely related to the emplacement of the AaB formation (Fig. 4 and 5).

Sample	Latitude	Longitude	Elevation (m)	Formation	Stratigraphic age
CPG3	36°20'18.96"N	5°18'5.79"O	50	Algeciras	early Miocene
CPG4	36°26'33.79"N	5°26'33.48"O	60	Algeciras	early Miocene
RON3	36°47'25.52"N	5° 3'2.25"O	1150	Algeciras	early Miocene
RON2	36°49'24.65"N	4°56'54.79"O	675	Algeciras	early Miocene
RON7	36°35'54.26"N	5°19'56.94"O	360	Algeciras	early Miocene
M5	35°49'56.72"N	5°36'56.33"O	0	Beni-Ider	early Miocene

RON8	36°42'47.55"N	5°22'3.83"O	860	Aljibe	early Miocene
CPG6	36°30'15.30"N	5°31'7.91"O	160	Aljibe	early Miocene
CPG1	36°29'49.76"N	5°19'26.29"O	320	Camarote	early Cretaceous
CPG7	36°22'29.93"N	5°15'54.13"O	161	Nogales	early Cretaceous
RON5	36°40'37.89"N	5°27'12.50"O	420	Ubrique	mid Cretaceous
RON6	36°33'56.65"N	5°17'38.03"O	790	Malaguide	Carboniferous

Table 1 : Summary informations for the 12 sandstone collected in the western Betic and Rif. Including, geographic coordinates, approximate elevation, stratigraphic formation and age.

Scarce remnants of the Cretaceous flyschs formations exposed in the Betic cordillera were also collected. CPG7 and CPG1 were sampled in the Nogales and Camarote units that correspond to the Mauretanian and Predorsalian Cretaceous turbiditic units, respectively (Fig. 3 and 10). CPG7 comes from 2 km-wide sandstone block embedded in the clayey matrix of the Algeciras formation west of Manilva.

Sample RON5 was collected in late Albian turbidites of the Ubrique unit close to the city of Ubrique. According to our own mapping this sandstone belongs to a narrow sedimentary system deposited on the Iberian margin (see Section 2 and 3), which was later deformed by salt sheet emplacement and diapirism in the subbetics. RON3 is mapped as a lower Miocene undifferentiated turbiditic sandstone that we interpret as belonging to the Algeciras or Aljibe unit which overlies the subbetic late Cretaceous-Paleogene red marly limestones. This sample shows strong structural similarities with RON7, RON2 and CPG6.

We also collected RON6 sample in a Devonian-Carboniferous mica-rich sandy turbidites from the Malaguide unit. This sample is located just east of sample RON7 at the boundary between the internal and external zones. By sampling the Malaguide unit, we intended to compare our data with the AFT and AHe ages obtained from previous studies on the western internal zones (Fig. 10) (Platt et al 2003b; Esteban et al., 2004, 2005, Frasca, 2015).

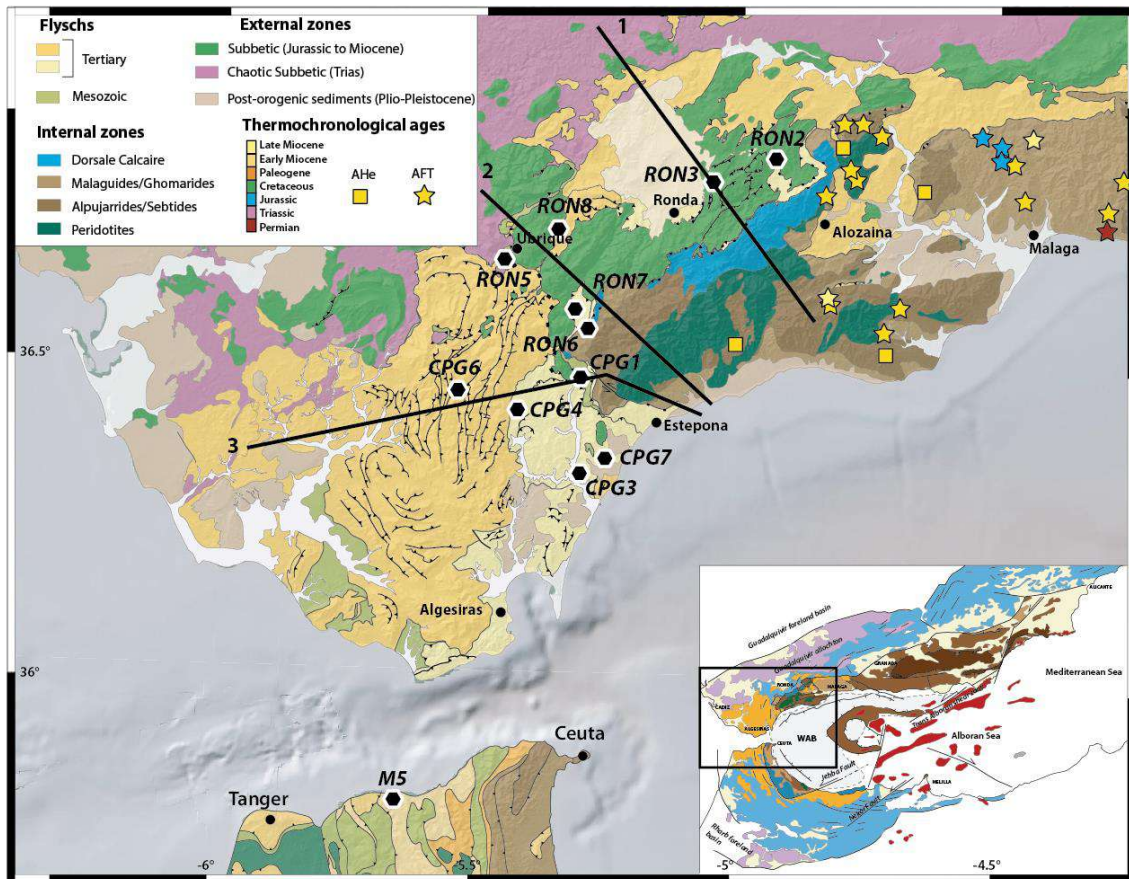


Figure 10 : Simplified geological map of the western Betics showing location of our collected samples and location of cross-section from Figure. 5 (black polygons) as well as existing AFT and AHe data for the internal metamorphic domains. For pre-existing data, colors refers to the measured cooling ages. Squares: AHe data from Frasca, (2015); Stars: AFT data compiled after Platt et al. (2003) and Esteban et al. (2004, 2005). Cross-section's locations (Figure. 5) are indicated by thick black lines.

7.2. Apatite fission-track and (U-Th)/He analyses and thermal modelling strategy

Samples were prepared for AFT analyses at the GET laboratory in Toulouse. Apatite grains were separated from approximately 7 kg bulk samples, such quantities being necessary for detrital low temperature thermochronology. After crushing and sieving, the <500 μm fraction was first roughly separated with a shaking table. Then we performed density separation using heavy liquids to separate the apatites ($2.9 < \rho < 3.3$) from the zircons ($\rho > 3.3$). Finally, magnetic separation was achieved with a Frantz to obtain a clean enough fraction, ready to be mounted in epoxy resin. Spontaneous tracks were revealed through polishing of grain mounts and etching with 5-N HNO_3 at 21°C for 20s. Capsules containing the mounted samples were irradiated with thermal neutrons at the FRM II in Garching, Germany. Standard glass CN-5 was used as a dosimeter to measure the neutron fluence decrease through the capsule. After irradiation, induced fission tracks in the external detectors (low-U muscovite) were etched in 40% HF at 21°C for 40 min. Apatite fission track central ages ($\pm 1\sigma$)

(Galbraith and Laslett, 1993) were measured and calculated using the zeta calibration methods with International Union of Geological Sciences age standards (Hurford and Green, 1983).

Handpicking of apatite crystals, in order to select inclusion-free crystal was carried out in the GET laboratory (Toulouse). We calculated the FT ejection factors, using the procedure of Gautheron and Tassan-Got (2010) and Ketcham et al. (2011). Crystal dimension and geometry were measured along two axes, considering the apatite crystals as regular hexagonal prisms, grains had in general a minimum width of 60 μm to minimize the effect of alpha particles ejection. Error on FT factor was propagated to AHe ages using Ehlers et al. (2003) formulae. AHe analyses were carried out at the GEOPS laboratory (Université Paris-Sud, France and analytical details can be found in Fillon et al., 2013). He, U, Th and Sm extraction and measurement follow the protocol described in Recanati et al., 2019. In addition, the apatite crystal weight was calculated using the Ca content determined with isotopic dilution using ^{42}Ca spike.

To bring constraints on both predepositional and postdepositional thermal histories of our samples, we modeled our AFT and AHe data using QTQt (Gallagher et al., 2009; Gallagher, 2012). QTQt takes into account the most recent multikinetic AFT annealing model of Ketcham et al. (2007). For AHe, QTQt incorporates recent kinetic models for helium diffusion in apatites (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009). These two models are not fundamentally different although they may produce different results depending on the integrated thermal history of each grain. The inversion procedure uses a Bayesian “Markov chain Monte Carlo” algorithm to determine the best time-temperature path reproducing our data through a large number (>200,000) of randomly tested solutions. Details of the modelling procedure are given by Gallagher (2012). In order to fully exploit the partially annealed samples and improve the resolution on the modelling, QTQt is able to model the pre-depositional thermal history of the apatite grains. The final model is represented by a set of time-temperature histories for which we included the expected model (weighted mean model) and the maximum likelihood model (best data fitting model).

Results of apatite fission-track analyses

Samples collected in the Algeciras/Beni-Ider and Camarote/Nogales units yielded at least 20 grains, which is suitable to identify first-order grain-age distribution trends in the region. By contrast, the Aljibe Formation as well as the Malaguide unit yielded very few apatite grains.

All twelve samples, except RON5, CPG3, RON8, CPG6 and RON6 show evidence of overdispersion by failing the χ^2 test (Fig. 11-A; Table 2). RON8 and CPG6 both from the Aljibe unit, yielded respectively two or no grains suitable for datation. Only 11 datable apatites were retrieved from the Malaguide

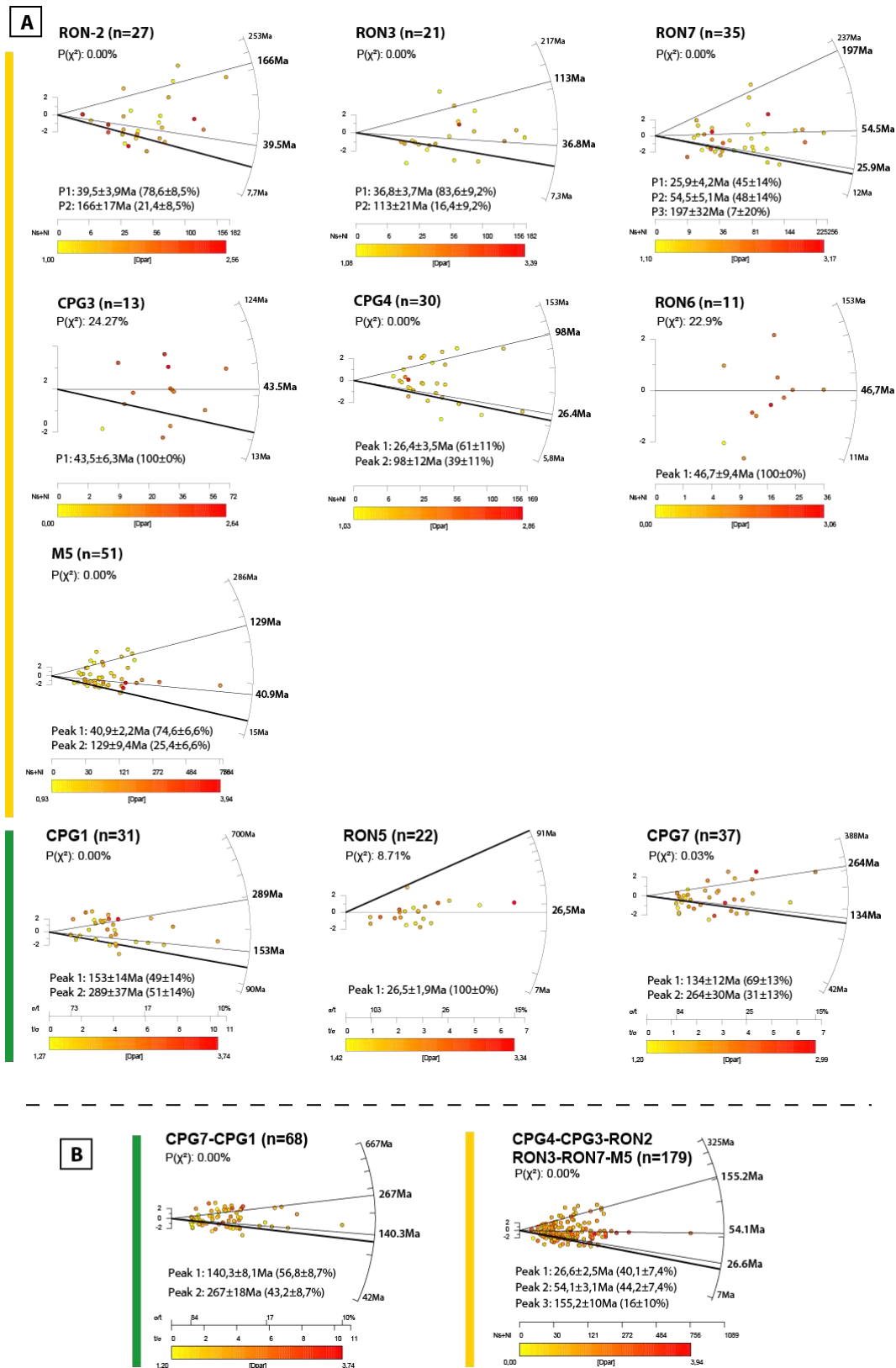


Figure 11 : A:Radial plots of AFT single grain ages (Vermeesch, 2009, 2012) for Early Miocene (yellow) and Early to Middle Cretaceous flyschs samples (green). Yellow to red colors indicate Dpar increasing size. Thick solid line is the stratigraphic age, 22.5 Ma for the early Miocene samples, 125 Ma for samples CPG1-7 and 100 Ma for RON5. Thin solid lines are the single grain age populations; B: grouped radial plots for the two early Cretaceous flyschs samples and samples from the Algeiras formation.

Paleozoic sediments (sample RON6) and 13 from sample CPG3 of the Algeciras unit. The little number of apatite crystals for these samples explains why, despite the strong dispersion of single grain ages, no single-grain-age populations could be defined. Therefore, all samples excluding RON5 represent mixed ages with different crystals variously affected by annealing. In order to describe these mixed ages, AFT single grain ages were plotted as radialplots using Radialplotter (Vermeesch, 2009, 2012). This software performs a χ^2 test to quantify the homogeneity of the AFT ages. If the χ^2 value is lower than 5% then dispersion is too high and several single grain age populations are defined. These different populations are defined using the finite mixture algorithm proposed by Galbraith and Green (1990). Wherever possible, confined fission track lengths were measured to constrain our temperature-time paths.

Table 2 : Apatite fission track age data for the analysed samples. Results for sample RON8 should not be taken into account since only two apatite grains have been measured. Samples in italic were not used for thermal modeling. Nb: number of counted grains, p_s , i : respectively spontaneous and induced, track density; p_d : induced track density in the external detector (CN5); RE: age dispersion; $P\chi^2$: probability of obtaining χ^2 value for Nb degrees of freedom; StD: standard deviation.

Sample	Nb	$\rho d^{(a)}$ (Nd)	ρs (Ns)	ρi (Ni)	RE (%)	$P\chi^2$ (%)	U (ppm)	Central age (Ma $\pm 1\sigma$)	track length (μm)	StD (μm)	Nb confined tracks	Populations
CPG3	13	1.65 [14622]	0.51 [59]	2.60 [314]	17.5	24.27	19.71	43.3 \pm 6.6	11.6 \pm 0.66	1.29	2	-
CPG4	30	1.61 [14771]	0.61 [204]	2.96 [1003]	58.5	0.00	21.46	51.8 \pm 7.1	6.905 \pm 0.66	3.00	4	P1: 26.4 \pm 3.5Ma P2: 98 \pm 12Ma
RON2	27	1.64 [14771]	0.12 [333]	3.40 [1713]	81.6	0.00	25.93	57.8 \pm 10.3	9.71 \pm 0.66	2.28	32	P1: 39.5 \pm 3.9Ma P2: 166 \pm 17Ma
RON7	35	1.68 [14822]	0.11 [425]	4.69 [2002]	66.2	0.00	35.02	47.9 \pm 4.0	12.41 \pm 0.66	2.43	9	P1: 40.9 \pm 3.2Ma P2: 151 \pm 31Ma
M5	51	1.43 [12719]	0.13 [1092]	4.40 [3822]	62.8	0.00	38.41	57.5 \pm 5.7	10.99 \pm 0.66	1.97	81	P1: 40.9 \pm 2.2Ma P2: 129 \pm 9.4Ma
CPG1	31	1.75 [6205]	0.21 [38]	2.52 [815]	40.1	0.00	17.96	231.0 \pm 30.4	11.23 \pm 0.66	1.82	14	P1: 153 \pm 14Ma P2: 289 \pm 37Ma
CPG7	37	1.67 [14771]	0.16 [600]	2.10 [776]	35.3	0.03	15.70	157.7 \pm 21.6	9.547 \pm 0.66	1.95	14	P1: 134 \pm 12Ma P2: 264 \pm 30Ma
<u>RON8</u>	2	1.67 [14822]	0.21 [103]	3.74 [187]	13.5	5.78	28.08	134.7 \pm 22	8.03 \pm 0.66	2.18	12	-
<u>RON6</u>	11	1.69 [14822]	0.34 [30]	1.74 [152]	13.5	22.90	12.89	46.6 \pm 9.6	-	-	-	-
RON5	21	1.70 [14822]	0.51 [233]	4.88 [2102]	14.6	8.71	35.90	26.2 \pm 2.1	10.45 \pm 0.66	2.59	22	-
RON3	21	1.71 [14822]	0.91 [217]	4.48 [1105]	70.1	0.00	32.80	43.7 \pm 7.8	10.36 \pm 0.66	3.38	15	P1: 36.8 \pm 3.7Ma P2: 113 \pm 21Ma

Although our age populations are older than the depositional ages, a proportion of the individual grains are younger (Fig. 11-A). No correlation between the AFT ages and the Dpar size, which could indicate an influence of the chemical composition ([Cl]) on the apparent age, is observed (Green et al., 1986; O'Sullivan and Parrish, 1995; Barbarand et al., 2003). This suggests that the youngest apatite grains are not clearly defined by lower closure temperatures and that source rocks with different exhumation timing could be involved. For RON5, all single grain ages are younger than the late Albian (100 Ma) depositional age with a central age of 26 \pm 2 Ma. CPG3 also returns a single age peak of 43 \pm 6 Ma which is older than the depositional age of 22.5 Ma. CPG3 is therefore considered as non-reset. However, because of the relative spread of individual grain ages and the small number of apatite grains this result should be considered with caution.

For the other ten AFT samples, the grain-age populations determined are always older than the depositional age and are therefore interpreted as non-reset. They generally show two single grain age populations with quite consistent ages from one sample to the other. For early Miocene samples (M5, RON2, 8, 7 and CPG3, 4), we define an old Cretaceous-to-Jurassic population with peak ages

ranging from 98 ± 12 Ma to 166 ± 17 Ma and a younger Paleogene population ranging from 26.4 ± 3.5 Ma to 43 ± 6 Ma. Early Cretaceous samples (CPG1 and CPG7) show a very different age distribution. Two consistent age populations are defined. The youngest AFT population is Jurassic-Cretaceous (153 ± 14 Ma to 134 ± 12 Ma) and the oldest is Permian (264 ± 30 Ma to 289 ± 37 Ma). Our analyses show that most samples, independently from their stratigraphic position (Cretaceous or Miocene) never reached temperature above 110-120°C.

Theoretically, between 60 and 117 single grain ages have to be produced (Vermeesch, 2004) for detrital thermochronological studies. Similar age distributions are expected for samples from the same formation. The consistency of the different populations between samples from the same early Miocene and Cretaceous formations suggests that these populations are robust despite the limited number of grains (Table 2). We therefore gathered on a same radial plot results from all samples belonging to the early Miocene Algeciras unit. We applied the same approach to the early Cretaceous samples (CPG7-CPG1) in order to increase the resolution of the grain age populations.

Combining all early Miocene samples (CPG3-CPG4-RON2-RON7-RON3 and M5), we obtained 179 grains grouped in three grain-age populations at 26.6 ± 2.5 Ma, 54.1 ± 3.1 Ma and 155.2 ± 10 Ma (Fig. 11B). The sample combining all early Cretaceous (CPG4 and CPG7) reached 68 grains from which we resolve two populations at 140 ± 8.1 Ma and 267 ± 18 Ma. Both groups of sample show the same Jurassic-Cretaceous apatite grains. This suggests the recycling of the Cretaceous flyschs into the Tertiary flysch sediments.

Apatite (U-Th-Sm)/He analyses

From one to nine apatite crystals have been selected for the twelve samples depending on the apatite quality and the grain dimensions, weight, FT, U, Th, Sm and He content. Raw and corrected ages are reported in Table 3.

Sample	Weight (μ g)	R_sph (μ m)	FT	⁴ He (nccSTP/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Age (Ma)	Corrected age (Ma)
RON3-A	1.0	34.6	0.6	9.50E+04	18.1	199.3	1045.2	66.0	11.0	11.8	18.9 \pm 2.7
RON3-B	2.5	45.6	0.7	6.83E+04	22.7	122.0	166.5	52.0	5.4	10.9	15.9 \pm 1.9
RON3-C	4.5	58.7	0.8	6.53E+04	5.2	57.3	343.8	19.0	11.0	28.2	35.9 \pm 3.3
RON3-D	4.2	59.8	0.8	9.30E+04	29.7	67.7	546.9	46.0	2.3	16.6	20.8 \pm 1.9
RON7-F	1.5	40.0	0.7	1.09E+04	7.7	32.2	944.4	15.5	4.2	5.5	8.0 \pm 1.0
RON7-G	2.0	42.2	0.7	1.37E+04	22.6	40.4	526.4	32.3	1.8	3.4	5.0 \pm 0.6
RON7-I	2.0	99.7	0.9	1.31E+05	18.0	35.2	267.0	26.4	2.0	40.7	46.7 \pm 3.4
RON7-J	1.1	86.2	0.8	1.97E+05	78.4	283.7	263.3	146.5	3.6	11.2	13.4 \pm 1.1
RON7-L	1.0	34.9	0.7	4.80E+04	23.3	55.9	95.2	36.7	2.4	10.9	16.3 \pm 2.1
RON7-M	1.0	34.7	0.6	7.02E+04	45.4	39.2	224.2	54.8	0.9	10.6	17.4 \pm 2.6

M5-A	1.7	36.8	0.6	3.90E+04	14.7	59.3	106.3	29.0	4.0	11.2	17.7±2.4
M5-B	2.0	39.2	0.7	4.02E+04	19.1	35.9	213.2	27.9	1.9	12.0	17.7±2.2
<u>M5-C</u>	<u>5.1</u>	<u>41.0</u>	<u>0.7</u>	<u>5.30E+04</u>	<u>10.9</u>	<u>11.3</u>	<u>95.3</u>	<u>13.7</u>	<u>1.0</u>	<u>32.3</u>	<u>48.4±6.1</u>
M5-D	3.4	40.9	0.7	2.96E+04	23.5	28.0	128.1	30.3	1.2	8.1	12.2±1.6
M5-E	3.1	40.6	0.7	2.31E+04	22.7	54.7	123.3	35.9	2.4	5.4	8.1±1.0
M5-F	1.2	39.5	0.7	2.78E+04	21.9	94.3	218.5	44.6	4.3	5.2	7.9±1.0
M5-G	1.0	39.0	0.7	3.40E+04	23.4	22.9	320.9	28.9	1.0	9.6	14.7±1.9
M5-H	1.3	40.5	0.7	3.05E+04	22.7	106.0	226.6	48.2	4.7	5.3	7.6±0.9
M5-I	1.5	45.0	0.7	4.97E+04	33.9	79.3	297.9	52.9	2.3	7.8	10.7±1.2
M5-J	2.0	41.6	0.7	8.05E+03	4.3	22.5	189.6	9.7	5.3	6.8	10.0±1.2
CPG3-D	1.4	32.0	0.6	2.84E+04	22.3	60.9	140.2	37.0	2.7	6.4	10.1±1.4
CPG4-E	1.5	39.9	0.7	1.77E+05	23.3	60.7	155.6	37.9	2.6	38.6	56.0±6.7
CPG4-F	1.2	35.5	0.6	1.48E+05	22.0	70.3	1293.8	38.9	3.2	30.4	47.5±6.4
CPG4-G	2.0	43.5	0.7	4.74E+04	44.2	48.2	961.5	55.8	1.1	6.9	9.6±1.1
CPG4-H	1.1	33.8	0.6	7.51E+03	7.6	46.5	160.4	18.9	6.1	3.3	5.5±0.8
CPG4-I	1.3	39.6	0.7	3.05E+05	68.9	180.4	399.6	112.5	2.6	22.6	32.8±3.9
CPG4-J	1.4	34.1	0.6	2.47E+04	28.1	37.2	97.6	37.1	1.3	5.5	9.2±1.4
<u>RON8-A</u>	<u>1.6</u>	<u>38.9</u>	<u>0.6</u>	<u>2.57E+05</u>	<u>5.1</u>	<u>41.8</u>	<u>860.8</u>	<u>15.1</u>	<u>8.3</u>	<u>132.7</u>	<u>210.3±29.2</u>
<u>RON8-B</u>	<u>2.4</u>	<u>45.2</u>	<u>0.7</u>	<u>2.11E+05</u>	<u>16.1</u>	<u>6.6</u>	<u>705.2</u>	<u>17.7</u>	<u>0.4</u>	<u>94.2</u>	<u>133.8±15.5</u>
RON8-D	8.6	74.0	0.8	1.09E+05	12.6	162.9	483.1	51.7	12.9	17.5	21.4±1.8
RON8-E	9.5	73.5	0.8	4.15E+04	8.4	20.4	506.5	13.3	2.4	24.9	30.1±2.5
RON8-F	5.5	61.9	0.8	2.53E+04	9.6	16.8	512.1	13.6	1.8	14.7	19.1±1.9
RON8-G	4.1	67.1	0.8	2.30E+05	35.9	41.6	469.6	45.9	1.2	41.0	51.8±4.7
RON8-H	2.6	51.3	0.8	6.35E+04	27.6	74.7	158.0	45.6	2.7	11.6	15.2±1.5
<u>CPG6-A</u>	<u>4.4</u>	<u>58.0</u>	<u>0.8</u>	<u>2.47E+04</u>	<u>2.1</u>	<u>4.6</u>	<u>10.8</u>	<u>3.2</u>	<u>2.2</u>	<u>63.6</u>	<u>80.3±7.3</u>
CPG6-B	3.6	52.7	0.7	3.52E+05	30.3	89.0	856.8	51.7	2.9	55.6	76.0±8.2
RON2-B	2.0	44.1	0.7	4.73E+04	18.2	30.3	1354.8	25.6	1.7	14.5	20.0±2.2
RON2-C	3.3	51.8	0.7	1.17E+04	3.8	35.9	117.9	12.4	9.5	7.8	10.4±1.1
RON2-D	4.2	54.8	0.8	1.13E+04	5.1	13.7	586.0	8.4	2.7	10.3	13.5±1.3
RON5-A	2.0	43.7	0.7	5.11E+04	27.1	65.5	388.6	42.9	2.4	9.8	13.8±1.6
RON5-B	2.1	43.5	0.7	5.61E+04	19.0	31.6	244.5	26.6	1.7	17.3	24.3±2.7
RON5-C	2.3	47.8	0.7	3.66E+04	24.8	48.4	886.8	36.5	2.0	8.1	10.9±1.1
RON5-D	3.2	54.4	0.8	3.15E+04	17.4	39.9	400.8	27.0	2.3	9.5	12.3±1.2
<u>CPG1-B</u>	<u>7.8</u>	<u>81.4</u>	<u>0.8</u>	<u>1.03E+05</u>	<u>11.4</u>	<u>14.9</u>	<u>178.1</u>	<u>15.0</u>	<u>1.3</u>	<u>56.2</u>	<u>68.6±5.8</u>
CPG1-C	3.5	52.8	0.8	2.38E+04	6.3	58.1	524.6	20.2	9.3	9.5	12.7±1.3
CPG1-D	1.8	39.7	0.6	5.54E+04	11.3	69.2	467.4	28.0	6.1	16.2	25.3±3.4
CPG1-H	2.5	47.3	0.7	5.20E+04	21.1	44.9	807.0	31.8	2.1	13.2	17.8±1.9
CPG1-J	1.4	41.9	0.7	5.08E+04	9.3	97.8	404.8	32.8	10.5	12.8	18.5±2.1
<u>CPG1-L</u>	<u>1.0</u>	<u>35.8</u>	<u>0.6</u>	<u>2.11E+05</u>	<u>10.9</u>	<u>71.3</u>	<u>242.5</u>	<u>28.0</u>	<u>6.5</u>	<u>62.1</u>	<u>99.9±13.8</u>

CPG1-M	1.4	42.9	0.7	4.44E+05	76.7	47.1	459.1	88.0	0.6	41.5	61.0±7.4
CPG1-N	2.1	58.2	0.8	1.25E+05	36.1	38.9	398.9	45.4	1.1	22.5	30.3±3.1
CPG1-O	1.7	42.9	0.7	2.04E+04	9.0	68.8	77.2	25.5	7.7	6.7	9.8±1.2
CPG7-B*	<u>1.7</u>	<u>39.2</u>	<u>0.6</u>	<u>2.66E+04</u>	<u>25.0</u>	<u>152.7</u>	<u>1133.7</u>	<u>61.7</u>	<u>6.1</u>	<u>3.5</u>	<u>5.4±0.8</u>
CPG7-C	2.1	42.3	0.6	1.20E+04	1.2	53.0	909.3	14.0	44.8	6.7	10.3±1.4
CPG7-D	2.5	46.8	0.7	4.17E+05	99.1	57.3	753.3	112.9	0.6	30.3	40.8±4.3
CPG7-E*	<u>2.0</u>	<u>51.2</u>	<u>0.7</u>	<u>1.03E+05</u>	<u>1.8</u>	<u>66.7</u>	<u>513.7</u>	<u>17.9</u>	<u>36.4</u>	<u>46.8</u>	<u>68.5±8.3</u>
CPG7-F*	<u>2.1</u>	<u>53.0</u>	<u>0.7</u>	<u>9.19E+04</u>	<u>10.1</u>	<u>48.3</u>	<u>1375.9</u>	<u>21.8</u>	<u>4.8</u>	<u>32.7</u>	<u>46.3±5.3</u>
CPG7-G	0.9	40.4	0.7	7.11E+04	28.3	93.5	349.0	50.8	3.3	11.6	16.3±1.8
CPG7-H*	<u>1.0</u>	<u>40.4</u>	<u>0.6</u>	<u>2.09E+04</u>	<u>1.2</u>	<u>96.1</u>	<u>466.0</u>	<u>24.2</u>	<u>80.7</u>	<u>7.1</u>	<u>11.2±1.5</u>
CPG7-I*	<u>0.8</u>	<u>39.9</u>	<u>0.7</u>	<u>3.16E+04</u>	<u>2.2</u>	<u>71.5</u>	<u>251.2</u>	<u>19.3</u>	<u>33.1</u>	<u>13.5</u>	<u>19.3±2.2</u>
CPG7-J*	<u>0.9</u>	<u>35.2</u>	<u>0.6</u>	<u>1.95E+04</u>	<u>1.8</u>	<u>79.1</u>	<u>119.5</u>	<u>20.8</u>	<u>43.2</u>	<u>7.8</u>	<u>12.1±1.6</u>
RON6-B	0.7	44.2	0.7	1.23E+05	3.8	37.3	26.3	12.7	9.9	80.6	116.8±14.0

Table 3 : (U-Th-Sm)He on apatite results for the studied samples. Ages for sample RON8, RON6 and CPG6 were not used since not thermal modeling was performed on these samples. Grains marked by and asterisk are grains with relatively high Th/U ratios, these grains were not used for thermal modeling. Underlined grains were not used for thermal modeling based on abnormal ⁴He concentrations.

AHe analyses performed on samples from the Algeciras unit (CPG4-3, M5 and RON2-3-7) (Table 3) yielded between one and ten grains with ages scattered between 5 ± 0.6 Ma and 56 ± 6.7 Ma. All these samples systematically exhibit several ages younger than, or close to the stratigraphic age, which indicates a possible partial post-depositional resetting. Samples from the Aljibe formation display similar characteristics but with a much stronger spreading of ages, between 210 ± 29.2 Ma and 15.2 ± 1.5 Ma.

Cretaceous samples CPG7 and CPG1 yielded nine grains each, spreading from 5.4 ± 0.8 Ma to 99.9 ± 13.8 Ma. Single grain ages are always younger than the Cretaceous stratigraphic age (Table 3) indicating substantial post-depositional resetting of these samples. RON5 yielded four apatite crystals but all single grain ages are younger than the stratigraphic age. Therefore, samples CPG1, CPG7 and RON5 can be considered as fully reset in AHe. This observation is confirmed by AFT ages obtained for RON5 (Fig. 11).

Note that the apatites crystals analysed here (Table 3) are detrital and coming from different sources as attested by different range of Th/U ratio, especially for samples CPG1, 7, RON3, 2 and 8. The direct comparison between corrected ages can be more complicated especially for those samples, as the damage content that affect the He retentivity (Flowers et al. 2009; Gautheron et al., 2009) can be different even for the same U and Th content. In fact, the accumulation of damage into

each apatite can vary because of different time before burial and chemical composition of the apatite (Gautheron et al., 2013). Thus, the He-PRZ for each sample can range from 40 to 120°C depending on each crystal (Flowers et al. 2009; Gautheron et al., 2009) and direct comparison with eU content should be taken cautiously, especially since they did not reach high temperature after deposition. In addition, alpha-implantation from neighbour minerals and undetected rich U-Th inclusions can also increase AHe ages significantly and increase dispersion (e.g. Spiegel et al. 2009; Murray et al., 2014; Janowski et al., 2017). To show the effect of alpha implantation and variability of sources, AHe single grain ages were plotted as a function of the eU content for samples of similar stratigraphic age and formations (Fig. 12). In Table 3, AHe data on which doubt exists on the impact of the parameters have been underlined and will not be taken into consideration.

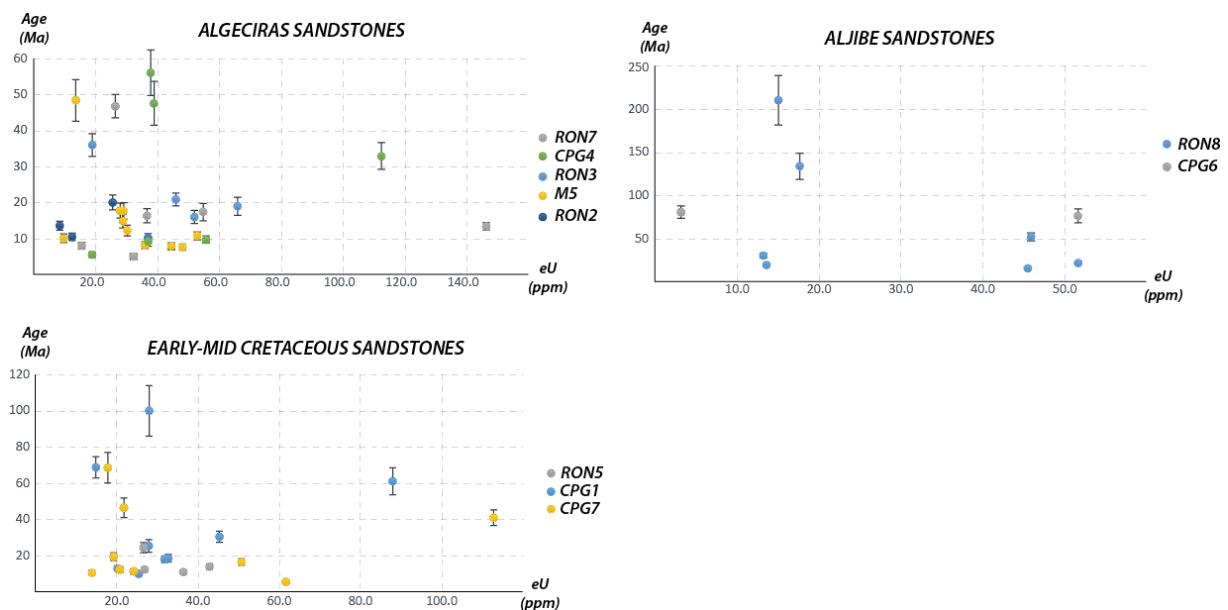


Figure 12 : AHe ages plotted against effective uranium (eU) content. Samples from the Algeciras formation, Aljibe formation and Cretaceous samples were plotted separately.

7.3. Thermal modelling

Figure 13 and 14 show model results for Cenozoic (RON2, RON3, RON7, M5, CPG4 and CPG3) and Mesozoic flysch samples (CPG1, CPG7 and RON5), predicted ages plotted against observed ages and distribution of the measured confined track lengths projected along the c-axis. Models take into account the confined mean track lengths (MTL) with an initial length of 16.3 μm and annealing model of Ketcham et al., 2007 as well as the Dpar value as an indicator of the chlorine content [Cl]. For non-reset samples as it is the case in this study, interpretation of MTL and their distribution cannot be trivially interpreted. For (U-Th)/He data, each grain is modeled individually incorporating the uncorrected age, grain size (equivalent sphere radius), and U, Th, Sm, He concentrations. In every samples except CPG7, we used the diffusion model of Flowers et al. (2009) which is better suited for low damage apatite crystals. This model yielded models with good resolutions even though some of

the apatite grains had high eU content. The number of confined fission tracks in our samples is too low to fully exploit MTL for thermal modelling (Barbarand et al., 2003). However, as it will be shown in the following sections, this does not challenge the main conclusions of our time temperature paths.

Time-temperature evolution of Cenozoic flysch sediments

We have considered a depositional age of 22.5 ± 5 Ma for the Cenozoic flyschs of the Aljibe, Algeciras and Beni-Ider formations. This age and error are assumed to encompass all depositional ages published in the literature. Graphs showing predicted versus observed ages show how well models were able to reproduce analysed ages. For Cenozoic samples, the substantial spreading of both AHe and AFT ages as detailed in sections 5.2 and 5.3, resulted in variable goodness of fit. Samples RON2, 7 and M5 show the best correlation. Among these three samples, RON2 and RON5 fit especially well, with a good fit of AHe ages and predicted mean AFT age being equivalent to the observed one within error range.

Thermal modelling for sample RON2 from the Miocene Algeciras formation shows that this sample experienced rapid heating after deposition to temperature of around 80°C and cooling from 20-15 Ma (Fig. 13). According to the maps of Figures 4 and 10, sample RON3 is located stratigraphically below the unconformity outlined by the deposition of late Miocene (Tortonian-Messinian) marine sediments of the Ronda basin. Based on this geological constraint we added an additional input at 10 ± 3 Ma and temperature of $10 \pm 10^\circ\text{C}$ indicating that this sample was exhumed to near surface temperature in the late Miocene. Like RON2, RON3 was heated rapidly after deposition and temperature increased to approximately 95°C. Cooling started around the same period as for RON2, maybe slightly earlier than 20Ma.

Sample RON7 located further to the the South-West (Fig. 4), is in the same structural position and shares the same cooling history as RON2 and RON3. It is characterized by rapid heating after deposition and cooling since 20-15 Ma. However, it recorded a slightly larger post-deposition burial indicated by some time-temperature paths that reach temperature above 120°C. Although this is in agreement with the larger number of annealed apatite grains in this sample, as shown by the younger population close to depositional age, we can not rule out that those differences reflect the low number of measured track lengths (Fig. 11-A and 12).

Sample CPG3 and CPG4 are separated by 17 km but belong to the same unit. In order to increase the resolution of our model, through a larger number of grains and track lengths, we have combined these two samples. The combined CPG4/CPG3 samples yield time-temperature paths similar to RON2, RON3 and RON7 with maximum temperature close to 100°C and cooling slightly after 15 Ma.

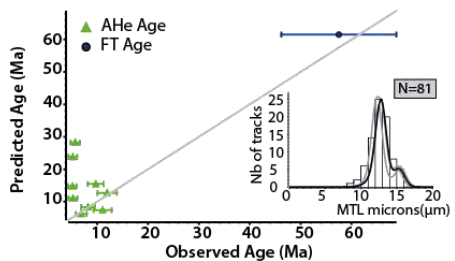
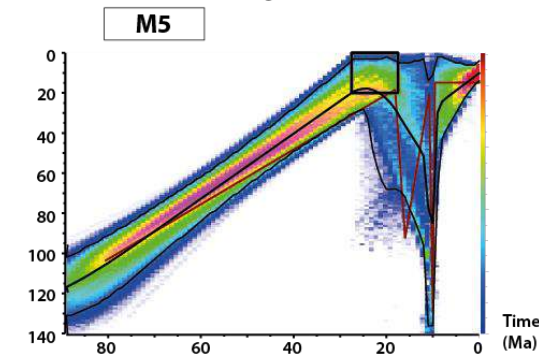
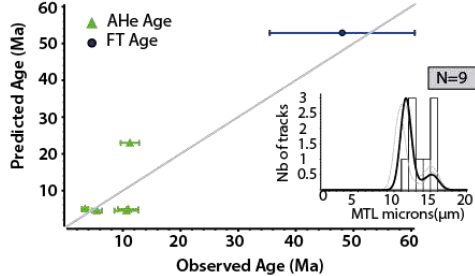
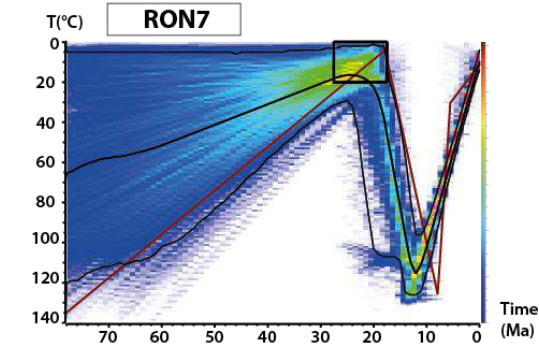
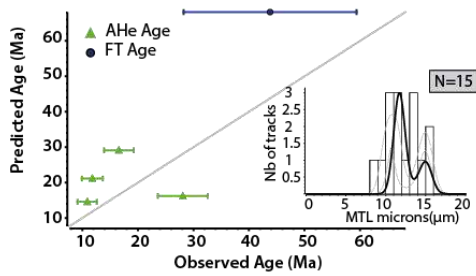
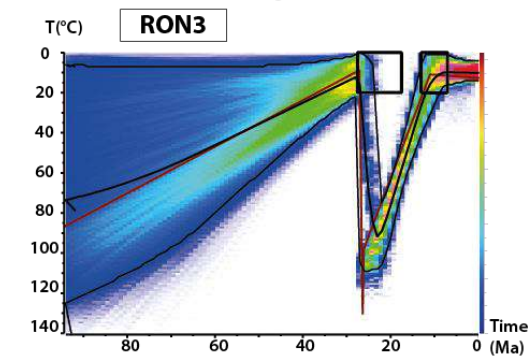
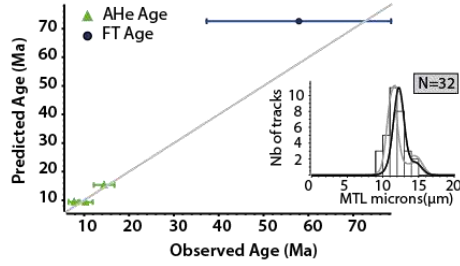
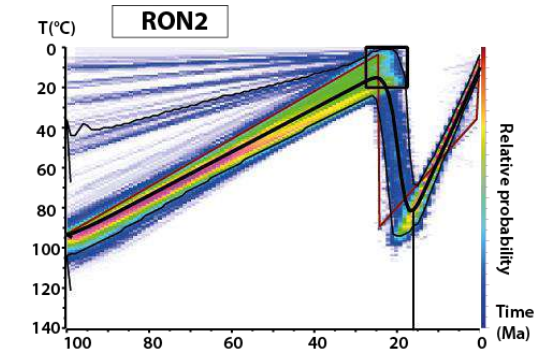
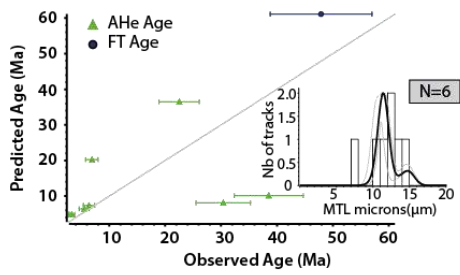
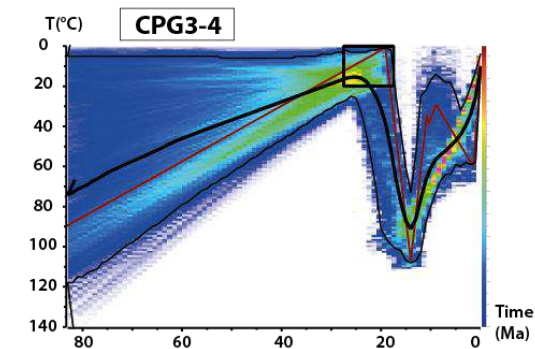


Figure 13 : Results of the time temperature QTQt modelling for tertiary samples of the Flyschs Trough Units (FTU). Colors refer to the probability of a thermal history to path through a given point. Thin black lines: 95% credible interval; thick black line: expected model; dark red: maximum likelihood model. Associated to each model, relation between predicted and expected AFT and AHe ages and repartition of predicted (thick black line) and measured (histogram) confined Fission Track Length (FTL), N=number of measured confined FTL.

Time-temperature paths for sample M5 collected in the Rif is characterized by a period of heating after deposition, reaching maximum temperature around 85°C. This cooling phase is followed by a very fast cooling starting around 10Ma.

To summarize, models from Fig. 13 show that Cenozoic flysch sediments all show similar time temperature histories. They are characterized by deposition at around 22.5 ± 5 Ma followed by a heating at a rate of $\sim 8^\circ\text{C}/\text{Myr}$ to maximum temperatures in the range of 85 to 120°C. The main cooling phase occurred between 23 and 10Ma in the western Betics and Rif. Additionnaly, based on these models, ranges of cooling rates for tertiary flysch samples, are comprised between $4\text{-}7^\circ\text{C}/\text{Myr}$ in the western Betics (RON2, RON3 and RON7, CPG3/4) and $25^\circ\text{C}/\text{Myr}$ in the Rif (M5).

Time-temperature evolution of early Cretaceous flysch sediments

The thermal modelling of early Cretaceous sandstones (CPG1, CPG7 and RON5) constrains three different time-temperature paths (Fig. 14).

Thermal modelling of sample RON5 is the best resolved (22 track lengths measured) among the early Cretaceous sandstones. It shows that after deposition on the Iberian paleomargin at around 100 Ma, RON5 recorded a period of heating to temperatures of $\sim 100^\circ\text{C}$. Cooling phase started during the Paleogene from approximately 55 Ma at rates inferior to $1^\circ\text{C}/\text{Ma}$. At around 16 Ma, cooling rates increased ($\sim 4^\circ\text{C}/\text{Myr}$) consistent with the cooling patterns reported from the tertiary samples.

Sample CPG1 from the Camarote unit, like sample RON5, shows an initial phase of slow cooling in the partial annealing zone of apatite fission tracks. This phase of slow cooling starts slightly earlier than for sample RON5, during the late Cretaceous to Paleogene ($\sim 70\text{Ma}$) and is followed by a faster cooling starting slightly later around mid Miocene times ($\sim 11\text{-}10\text{Ma}$). Although the lower number of track lengths does not allow us to more precisely constrain the onset of cooling, such late Cretaceous cooling is in agreement with the unconformity found at the base of the Paleogene microcodium-rich turbidites in the Malaguide as well as in the Penibetic (see sections 2.2.1 and 3.2.3).

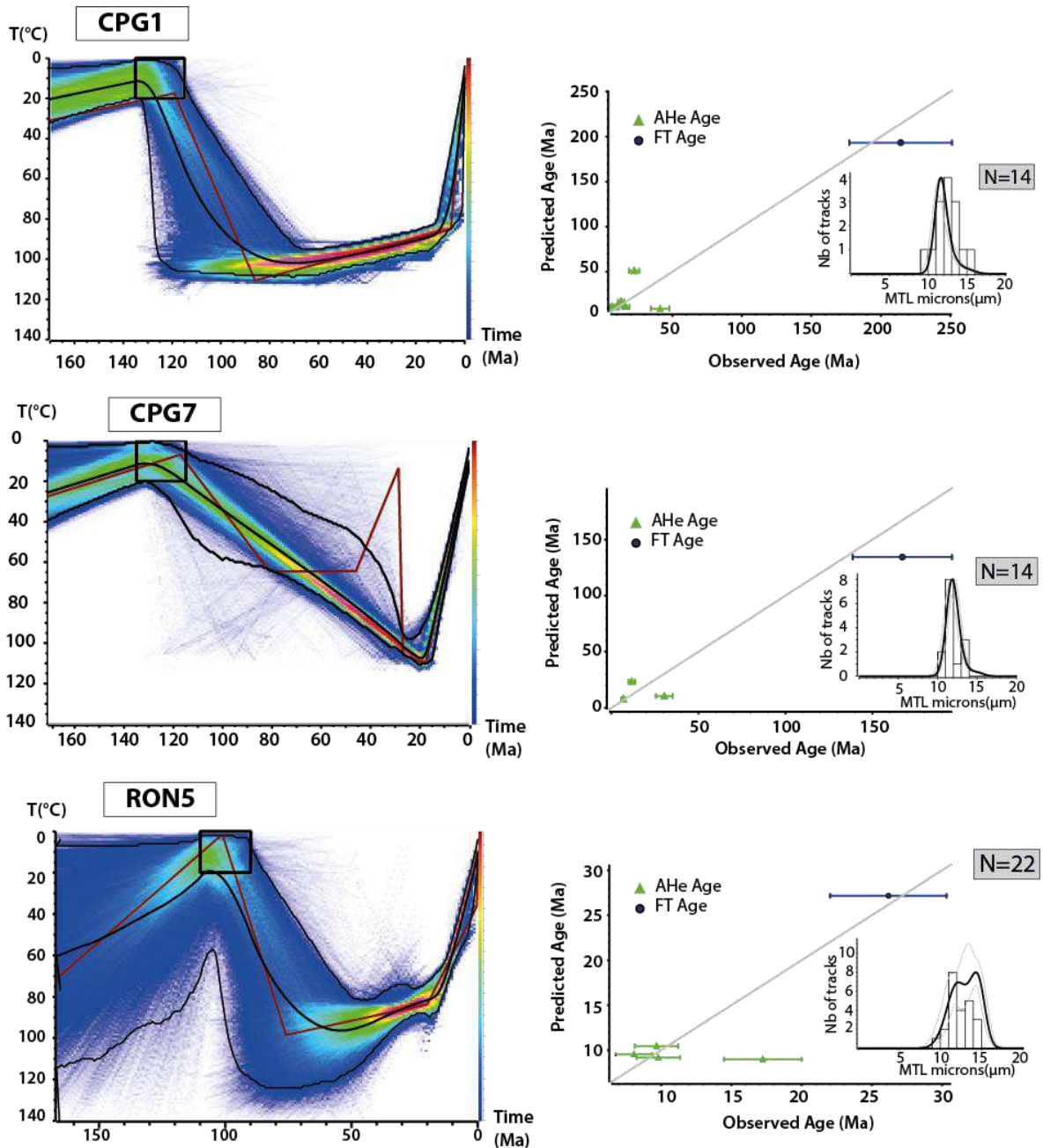


Figure 14 : Results of the time temperature QTQt modelling for tertiary samples of the Flysch Trough Units (FTU). See Figure 14 for description.

CPG7 sampled from a 2 km-wide block of early Cretaceous turbidites does not resolve the period of late Cretaceous/Paleogene cooling but instead shows a continuous heating since deposition, up to around 18Ma when it starts cooling at similar rates as sample RON5.

In summary, time-temperature histories of early Cretaceous samples are coherent with one another and show very similar early and late Miocene evolution to Cenozoic flysch sediments of the western Betics, with cooling starting between ~18 and ~10 Ma. They additionally document an older phase of cooling of late Cretaceous-Paleogene age in flyschs deposited on the Iberia paleomargin.

8. Discussion

8.1. Early Miocene thermal history in the FTU and the Alboran domain: onset of post-orogenic extension

The time-temperature paths obtained from the Mesozoic and Cenozoic flysch units outcropping close to the internal domain (RON2, RON3, RON5, CPG3/4 and M5) give strong support to a prominent phase of cooling from the uppermost crustal levels starting in the Burdigalian. These results agree with thermochronological analyses performed on Miocene foreland sediments of the Malaguide domain north of the Espuna massif where detrital AFT ages in Burdigalian and Langhian series record a rapid acceleration of exhumation at about 21 Ma (Lonergan and Johnson, 1998). The fact that a similar cooling history is found in sedimentary units of the same age and in the same structural position support a synchronous regional thermotectonic event in the external Betics.

Those dates are also consistent with AFT ages of 22-18 Ma obtained from the Alpujarride unit in gneiss and schist of the Carratraca massif of the Alpujarride complex (Platt et al., 2003b) and gneiss and quartzites of ODP well site 976 from the same tectonic unit (Platt et al., 1998). Together with other higher temperature geochronometers, late Aquitanian-Burdigalian ages indicate extremely rapid cooling up to 600°C/Myr (e.g Platt et al., 2003b) attributed to synchronous lithospheric thinning of the Alboran domain either caused by tethyan slab roll-back (Royden 1993; Lonergan and White 1997; Jolivet and Faccenna 2000; Faccenna et al., 2004; Spakman and Wortel 2004) convective removal of the lithosphere (Platt and Vissers, 1989) or tectonic drift due to mantle delamination (e.g. Calvert et al., 2000; Petit et al., 2015). Moreover, pressure estimate on garnet gneiss constrains a minimum exhumation rate of 15 km/Myr close to 21 Ma (Platt et al., 2003b). Only a few time-temperature constraints from the Alpujarride complex resolve details of the cooling history from 400°C to surface temperature, e.g. in the Sierra de Gador (Janowski et al., 2017). In this study, the authors determine that rapid cooling occurred from late Aquitanian-Burdigalian (23-16 Ma) at rates of 215-245°C/Myr followed by a much slower cooling period at 16-7.2 Ma at rates of 11-2.5°C/Myr. In the western Alpujarride complex, fission-track analyses performed on the Torrox Unit confirm rapid cooling between 22 and 18 Ma (350-170°C/Myr) followed by decreasing cooling rates of 5 to 0.5°C/Myr after 17-15 Ma (Zeck, 1992; Andriessen and Zeck, 1996, Janowsky, 2017). Other fission track data from the Ojen and Los Reales nappes of the Alpujarride complex north of Marbella (Sierra Blanca and Sierra Alpujata) confirm rapid cooling (>100°C/Myr) in the 19-16 Ma interval (Sosson et al., 1998).

Fast exhumation of the internal units is further attested by the the late Aquitanian-Burdigalian Ciudad Granada and Viñuela group containing clasts from the Malaguide and Alpujarride and by the

Nava Breccia deposited on the Nieves unit of the Dorsale Calcaire (Martín-Algarra, 1987; Serrano et al., 2007).

Altogether, the FTU and sedimentary units from the internal zones (Nava breccias, Ciudad Granada group, Viñuela group) form a depositional complex that recorded the onset of exhumation and subsidence contemporaneous with late Oligocene-early Miocene extension in the Alboran domain. This extension in the Internal Zones, started in early Miocene times (25-17Ma) as recorded in the Torrox gneiss and in the Sierra Espuña. Extension continued through the Miocene and was coeval with deposition and exhumation of the flysh units. This is attested by our new thermochronological data showing exhumation starting between ~20 and 10Ma. This exhumation can be attributed either to the onset of thrusting in the Gibraltar Arc as for the central Betics (e.g. Crespo-Blanc, 2007) or to the activity of normal faults as interpreted in the Rif (Romagny et al., 2014).

Eitherway, exhumation recorded in the FTU and in the external zone is synchronous with the decrease of exhumation rate in the internal domains and probably related with the migration of deformation towards the thrust front in the Guadalquivir Basin (Berástegui et al., 1998).

8.2. Pre-Aquitania exhumation in the FTU and its regional significance

Thermochronological constraints from the Early Cretaceous sandstones from the Camarote unit (CPG1) and from Ubrique unit (RON5) reveal onset of cooling at the upper Cretaceous-Paleogene boundary (70-55 Ma). As mentioned in section 2.4, tectonic activity is supported by the stratigraphic record of the Betic external zones and FTU showing general deepening of the depositional environment since the Paleocene. Ongoing contraction in the external Betics is further attested by gravitational episodes or erosional unconformities from late Cretaceous up to the early Eocene in the external zones of the eastern Betics (Guerrera et al., 2006; Martín Chivelet et al., 2007) and in the internal zones by conglomerates sealing upper Eocene thrusts in the Malaguide unit (Lonergan, 1993). More evidence for this contractional episode can be found in the western Betics. In the Corridor de Boyar and Ardite units, Eocene conglomerates were deposited unconformably above the Paleocene (Bourgeois, 1978). These sediments are reworking Mesozoic material, attesting for an erosional event at this time. Eocene turbidites mapped in the region of Algar and Alcalá de los Gazules further support the marine transgression over the Iberian margin (García-de Domingo et al., 1990). Based on these lines of evidence we infer that a period of significant tectonic activity occurred in the upper Cretaceous with a possible increase during the early Eocene.

Onset of exhumation of HP rocks associated with nappe stacking in the Alpujarride Complex of the eastern Betics (Platt et al., 2005) and in the Nevado-Filabrides (Monié et al., 1991; Augier et al., 2005a; Li and Massonne et al., 2018) is inferred to have started as early as 50 Ma. The temporal concordance between the HP-LT alpine metamorphism, the changes in the depositional pattern and

cooling reported from our low-temperature thermochronological data indicate that from latest Cretaceous to early Eocene crustal thickening occurred, leading to the emergence of a proto-Betic domain. Such early orogenesis implies that the proto-Alboran domain was sufficiently close to the Iberian margin, so that tectonic stresses build-up allowed shortening and thickening of the Iberian margin by ~50 Ma. Because compressional structures associated with this early phase of deformation affected the distal part of the Iberia margin, they are therefore not preserved today. That is the main reason why until now, these early deformations remained scarcely described.

8.3. Allochthony vs autochthony of the Flysch Trough Unit with respect to the Iberian margin

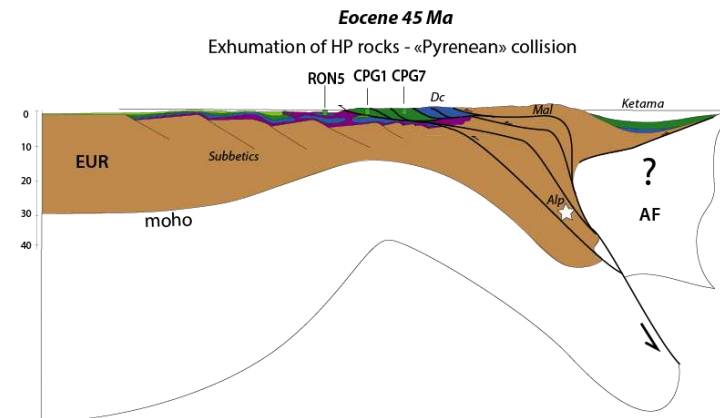
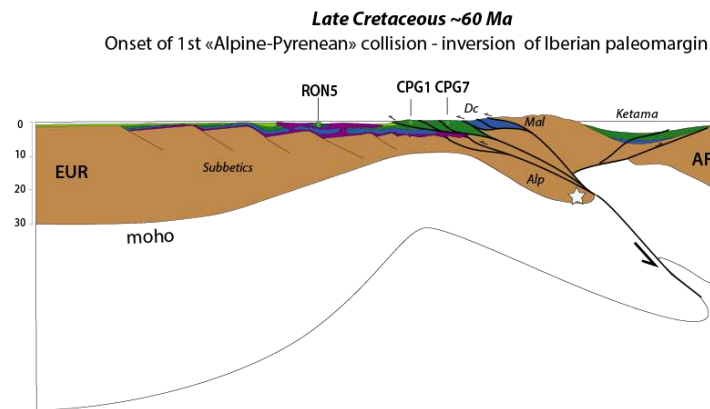
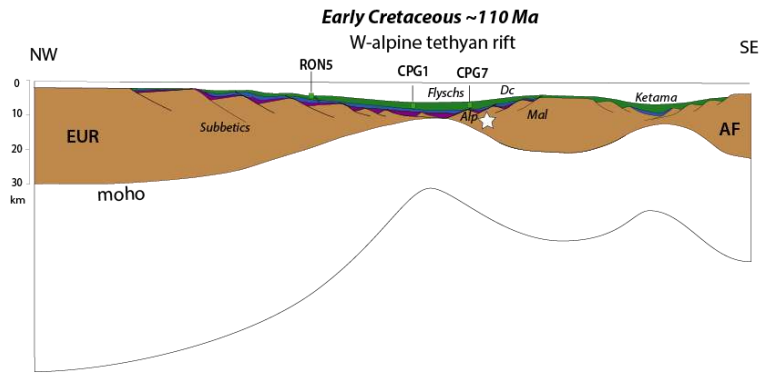
The migration of the internal zones toward the west is understood to have led to the deformation of the flyschs unit and formation of the external Betic fold-and-thrust belt in response to trench retreat (Lonergan et al., 1997; Doglioni et al., 1999; Crespo-Blanc et al., 2001; Jolivet et al., 2008). In the literature, the FTU is often considered to be allochthonous being part of a sedimentary accretionary prism overthrusting the Subbetic units, and to have migrated towards the Guadalquivir basin for several hundred kilometers (Wildi, 1987; Martín-Algarra et al., 1987, 2009; Crespo Blanc et al., 2001; Guerrero et al., 1992). The basal thrust and the important displacement of the FTU are mostly inferred from stratigraphy and sediments composition that recognize the FTU units as being originated from various places in the Peri-Mediterranean belts (Bouillin et al., 1970; Didon, 1969; Wildi 1983; Hoyez 1989). However, our own geological mapping and the work of Flinch and Soto (2017) both emphasize the critical role played by salt tectonics leads us to propose an alternative interpretation in which the horizontal displacement experienced by the FTU is minimized. Cross-sections (Fig. 5) show that the tectonic movements are accommodated by the decoupling in the Triassic allochthonous salt not by decoupling at the base of the flyschs. Stratigraphy further argued for the existence of a continuous turbiditic depositional system from Eocene to Miocene times connecting subbetic flyschs deposited on the Iberia paleomargin and the Flysch Through units. Our low-temperature data reveal that the FTU did not reach temperatures higher than ca. 110°C that is considering a thermal gradient of 30 °C/km the FTU units were buried between 1.3 km and 2.6 km. We infer that a translation of a 2 km-thick flysch nappe over about 800 km, as predicted from geological reconstructions that consider the flysch domain to be originated from a region close to the Balearic Islands, is very unlikely. The preservation of early Miocene cooling homogeneous in all units indeed do not support such a reconstruction. Together with evidence for Paleogene exhumation on the Iberian margin, we infer that the FTU suffered limited internal shortening and lateral displacement.

8.4. A tectonic scenario and some geodynamic implications

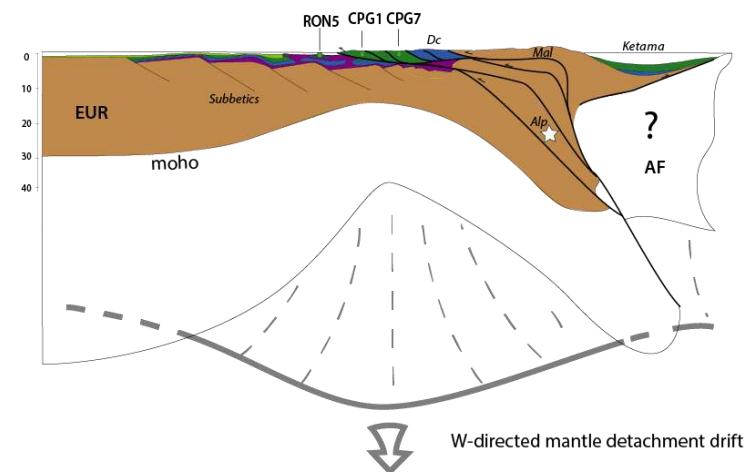
Figures 15 and 16 show a spatial and temporal reconstruction of the geodynamic evolution of the Betic-Rif region in six time frame from early Cretaceous rifting stage to late Tortonian contraction. This evolutionary model summarizes the different arguments gathered from the literature, exposed earlier in the text, and results from our new low-temperature thermochronological analyses.

Rifting in late Triassic to early Jurassic times between central Atlantic and Alpine Tethys and during late Jurassic to early Cretaceous times (Dercourt et al., 1985, 1986; Martín-Algarra 1987, Handy et al., 2010; Puga et al., 2010; Labails et al., 2010; Sibuet et al., 2012; Biari et al., 2017) led to the formation of several basins between Betics and Rif. They correspond to the Subbetics (Blumenthal, 1927; Fallot, 1945; Fontboté, 1970), the Algarve basin (Ramos et al., 2016) and the Cretaceous flyschs basin north of the ALKaPeCa terrains as well as the external Rif and Ketama basins (Durand Delga et al., 1962; Wildi, 1983). Extension further resulted in mantle exhumation in the external Rif, in the former Cretaceous Flyschs basin, in the Gorringe Bank and in the Nevado-Filabrides (Michard et al., 1992, 2007, 2014; Durand Delga et al., 2000; Puga et al., 2002; Jiménez-Munt et al., 2011). In our reconstruction, the Cretaceous flyschs basin corresponds to the most distal part of the Iberian margin and is the prolongation of flysch units of the Ketama basin, separated by the less thinned crustal block of the ALKaPeCa or Mesomediterranean domain (Fig. 15 and 16).

By late Cretaceous and Paleocene time, following the onset of convergence between Eurasia and Africa at 84 Ma (Fig. 15), contractional deformation are reported in the Malaguides (Serra-Kiel et al., 1998; Maate et al., 2000), in domains of North-Africa (Frizon de Lamotte et al., 2011; Leprêtre et al., 2018) (Fig. 15, 60Ma) and in the Guadalquivir and Gorringe Bank (Ramos et al., 2017a, 2017b). A change in the sedimentation on the South Iberian margin during the Paleocene is illustrated by an increase in the detrital inputs marked by the deposition of conglomerates and quartz-rich turbidites in the Capas-Rojas, Mauretania and Massylian formations (Martín-Algarra, 1987; Didon et al., 1973) that is attributed to the onset of foreland subsidence. The early Eocene is marked in the eastern Malaguide by a general transgression in the

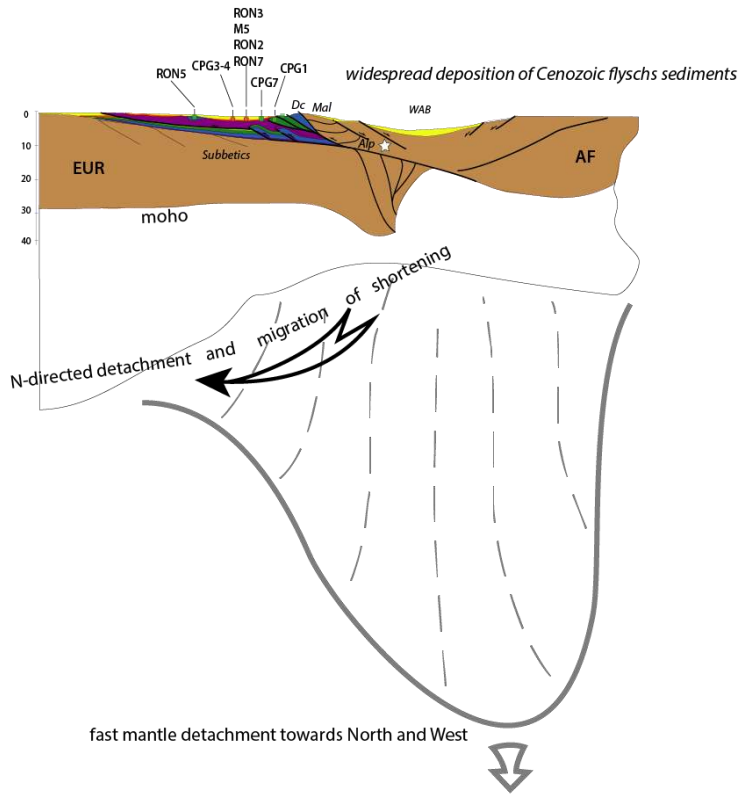


Oligocene ~30 Ma
Onset of W-directed mantle detachment drift below Alboran domain - slab roll-back in the Mediterranean



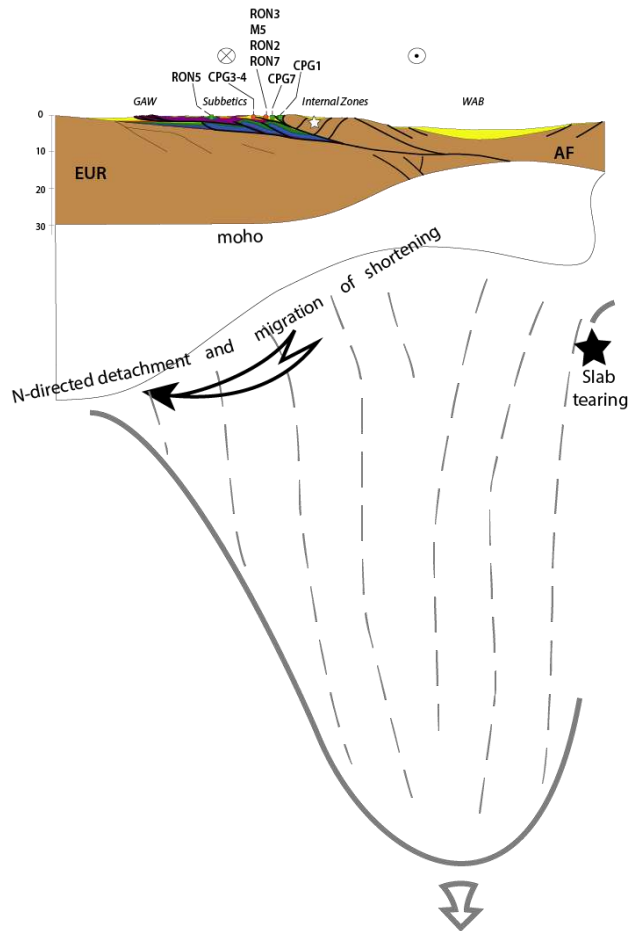
Early Miocene 22.5 Ma

Onset of Alboran Sea opening & 2nd «Alpine» compression in external Betics



Burdigalian 15-17 Ma

Compression and salt tectonics in external Betics - widespread extension/dextral strike-slip kinematics



*Figure 15 : Schematic progressive reconstructions through time of sections at different time frames from Cretaceous to present, illustrating the geodynamic model proposed for the evolution of the western thethyan domain and formation of the Betic cordillera. The white star indicates approximate position of present day exhumed metamorphic Alpujarrides. **AF**: African plate; **EUR**: European plate. Position of samples for which we performed thermal modeling indicated by green polygons (Miocene Algeciras and Beni-Ider formations) and orange squares (Cretaceous Nogales, Ubrique and Camarote formations).*

foreland basin outlined by nummulitic limestones unconformably overlying older stratas. This stage is followed by the deposition of deep-marine sediments during the middle to late Eocene (Lonergan and Mange-Rajetzky, 1994). Onset of contraction in the Betics as a result of the S-vergent underthrusting of the Iberian crust is further in line with the cooling stage recorded in the allochthonous Mesozoic flysch units (CPG1; RON5) and by peak HP metamorphism at 50 Ma in the Internal zones (Fig. 15, 45 Ma). The nature of the underthrusting crustal basement is however a matter of question. Evidence for oceanic domains are found offshore in the Algarve basin (Ramos et al., 2017). The Gorringe Bank in the west is a body of highly serpentinized mantle (Sallares et al., 2013) located at the ocean-continent boundary (Nirrengarten et al., 2018). In the east, remnants of Tethyan oceanic or extremely thinned continental crust are found in metamorphic ophiolites of the Nevado-Filabrides unit (Puga et al., 2011; Li and Massone, 2018). The presence of a segment of thinned continental or transitional crust in our study area would be more in agreement with the far-field deformation recorded from the Atlas in the south (e.g. Leprêtre et al., 2018) and throughout Iberia, in the Betics, in the Iberian Range (Rat et al., 2019) and in the Pyrenees (Mouthereau et al., 2014). In our reconstruction, the segment of hyper-extended continental crust is made of rifted continental ribbon formed by the Malaguide and Alpujarride unit. We do not consider more than 150 km of NW/SE to EW-directed contraction in the western Betics, and 100 km of EW-directed extension. These estimates are based on the internal shortening calculated in the Aljibe unit (Lujan et al., 2006) and on restoration of low-angle detachment system in Sierra Nevada and Sierra de los Filabres metamorphic domes (Martinez-Martinez et al., 2002). We therefore infer that the internal zones belonging to the AlKaPeCa/Mesomediterranean microplate need to be restored by 200-250 km to the east/south-east (Fig. 16, 60 Ma).

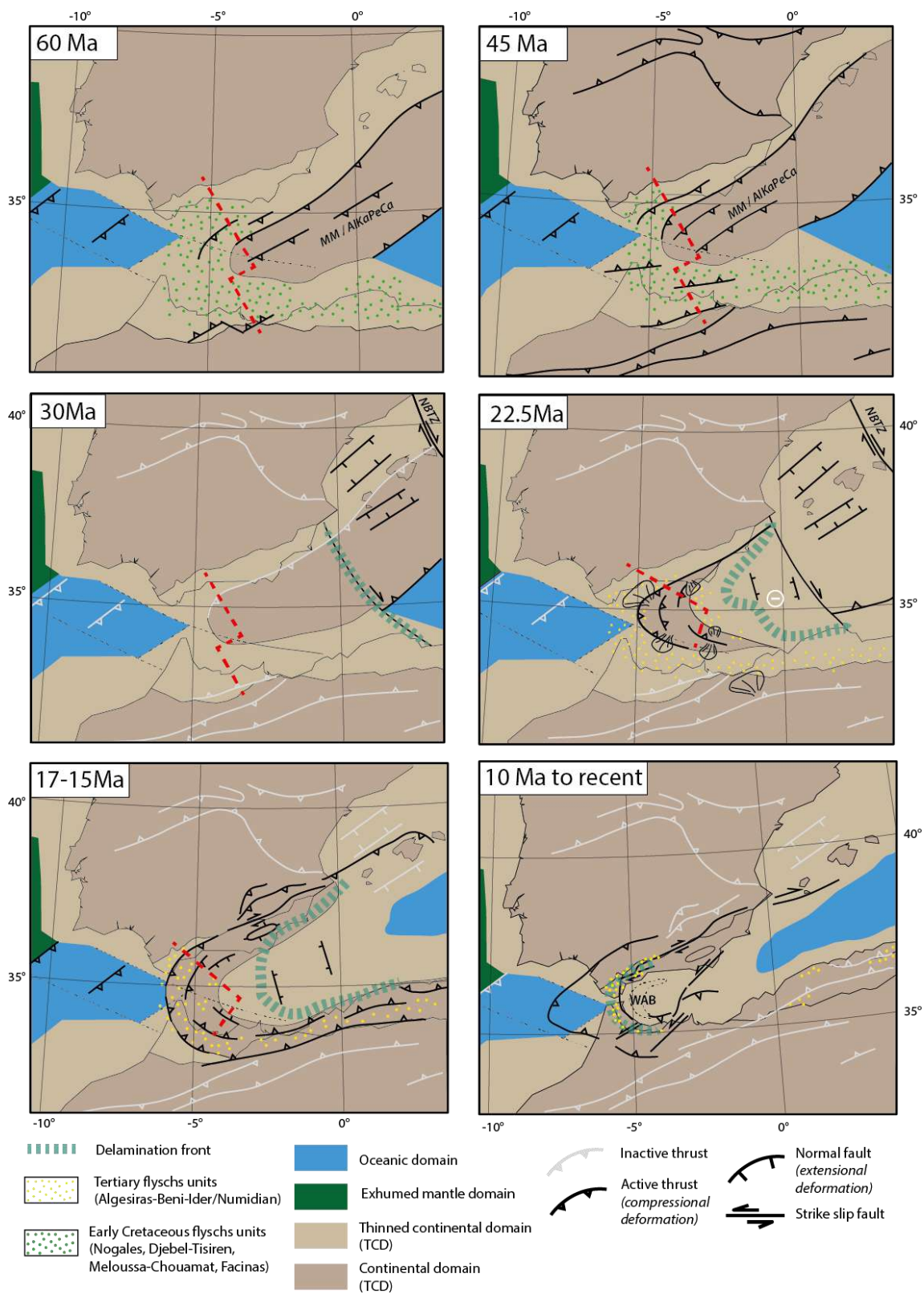


Figure 16 : Map view illustrating the geodynamic evolution of the Betic-Rif region since 60Ma. Thick red dashed line show the approximate location of the cross sections of figure 15. This model was drawn using the kinematic reconstruction of Müller et al. (2016). Large scale deformations in Iberia and Africa are drawn from Leprière et al. (2018). Continental, transitional or oceanic domains are inspired from Ramos et al. (2017); Nirrengarten et al. (2017). MM/AlKaPeCa: Mesomediterranean microplate or equivalent of the AlKaPeCa blocks.

Our reconstruction is consistent with the one of Vergés et Fernandez (2012) placing the south-vergent subduction to the south of Iberia in the late Cretaceous to Paleogene. However, stratigraphy, structure and thermochronological require to place the proto-ALKaPeCa domain closer to Iberia.

Continuing subduction during the Eocene, below the Malaguide unit led to accretion and exhumation of the Alpujarride and Nevado-Filabrides units (e.g. Platt et al., 2013) and to the Atlasic and Pyrenean orogenic events (e.g. Frizon de Lamotte et al., 2000; Mouthereau et al., 2014). Our scenario implies the delamination of a 600 km-long mantle slab in the EW direction parallel to the long axis of the Alboran Sea in agreement with 600 km vertical slab imaged beneath the arc (Spakman and Wortel, 2004; Bezada et al., 2013; Fichtner and Villaseñor, 2015; Villaseñor et al., 2015; Mancilla et al., 2015; Palomeras et al., 2017). It is also apparent that the slab is essentially detached in northern Africa and in the Betics where it can be followed continuously only from Gibraltar to the central Betics over a distance of 250 km (Palomeras et al., 2017). This further corroborates the hypothesis of a near vertical slab of about 600 km detached along two major tear faults.

The Oligocene stage (30 Ma) marks a major change in the tectonic regime from contractional to extensional. This transition between the compressional and extensional regimes, is represented on Figure 16 (between 45 Ma and 30 Ma) by the switch from active to inactive of the main thrust in front of the internal zones. Extension is represented by the onset of roll-back of the oceanic Tethyan slab at the longitude of the Balearic Islands. This led to extension in the former orogenic segment and formation of the western Mediterranean Sea. Slab retreat in the east caused the reactivation of a former NW-SE-directed transform fault as a dextral tear fault at the boundary between the Betic collisional segment belt in the West and backarc extension in the east, south of the Balearic Islands. To the North-East of this fault, we also represent the North Balearic Transform Zone (van Hinsbergen et al., 2014) responsible for the individualization of the future Peloritan/Calabrian slab from the Kabylia one.

The subsequent tectonic evolution of the western Betics in the Gibraltar arc from 30 Ma onwards was caused by the west-directed retreating mantle delamination in the same line of thought as proposed by Docherty and Banda (1995), Calvert et al. (2000) and Petit et al. (2015). Mantle delamination started in mid-Oligocene (ca. 27 Ma) associated to the onset of extension and westward migration of the Alboran domain (García-Dueñas et al. 1992; Vissers et al., 1995). Assumed location for the onset of delamination is represented on the 30Ma time frame.

Around 22.5 Ma, the deposition of the Algeciras, Aljibe unit and Ciudad-Granada group deposition was accommodated by the westward drift of mantle delamination beneath the Alboran domain (Fig. 16 and 15). The pulling forces arising from mantle sinking and delamination caused large-scale subsidence, allowing for deposition of massive and widespread turbiditic bodies from Tunisia to Iberia in early Miocene times. The pulling forces exerted by the sinking lithosphere was also

responsible for the subsidence in the western Alboran basin (Do Couto et al., 2016). Delamination of the lithosphere created an asthenospheric window below the present-day internal zones and Alboran Sea. The asthenospheric flow was likely enhanced by the migration of the Mediterranean rift and subsequent oceanic spreading and slab retreat on the eastern side of the Alboran basin. Heat resulting from the asthenospheric upwelling caused the regional resetting of all geochronometers. Fast thermal re-equilibration associated with synchronous extensional denudation is responsible for the clustering of geochronological ages around 22-19 Ma in the Alpujarride and Nevado-Filabride units. The nappe stacking of the Alpujarride complex was completed by 22-17 Ma and the migration of deformation towards the external domains was coeval with the progressive thinning and exhumation of internal units. This is shown by the acceleration of cooling in the external units occurring at around 18 Ma, in agreement with the late Burdigalian to Serravallian age admitted for deformation and exhumation in the FTU (this study) and in the Subbetics (Crespo-Blanc et al., 2016 and citations therein). Re-mobilization of the Triassic gypsum together with Eocene to Oligocene shales, during this compressional episode in the external units led to the formation of the Argiles à blocs and deformation of the Guadalquivir accretionary wedge.

After late Burdigalian, subsidence resumed in the early Tortonian (Fig. 16, 17-15 Ma). It is well documented by the sedimentary record of the Ronda extensional basin and from other intramontane basins in the Betic Cordillera. Early Tortonian conglomerates made of marbles, cherts, limestones, dolomites and sandstones pebbles composing the Ronda basin (Rodríguez-Fernández, 1982) reveal the complex nature of source rocks in the Betic foreland, likely reflecting the late evolution of exposed bodies of allochthonous salts and overlying tectono-sedimentary complex. Marine sedimentation during the Tortonian was associated with orogen-parallel extension that also affected a large portion of the FTU and external zones through normal faulting and strike-slip movements (e.g. Crespo-Blanc et al., 2016, Jimenez-Bonilla et al., 2017). This late extension was followed by a NNW-SSE-directed compression associated with the tightening of the arc during the Tortonian (Fig. 16, 10 Ma), which led to westward expulsion of the Alboran domain front (e.g. Crespo-Blanc et al., 2016). This event is a result of change in the direction of displacement of Africa relative to Europe (Mazzoli and Helman, 1994). The transition from marine to continental sedimentation occurred almost instantaneously in the Ronda basin and all the internal units of the Betics in the late Messinian (5.3 Ma). It reflects a general uplift of up to 1000m of the intramontane Neogene basins (Iribarren et al., 2009; Janowski et al., 2017) and could be related to beginning and westward propagation of slab tearing (or detachment) below the Betics during the late Miocene (Spakman and Wortel, 2004; Mancilla et al., 2015).

9. Conclusions

The aim of this paper was to better understand the Betics early Cenozoic history, and to unravel the spatial and temporal relationships between the internal and external zones, representing respectively the former Iberian margin and AlKaPeCa continental units. We focused our study on the Flysch Trough Unit. This unit is a key element to understand the Betic-Rif geodynamic but its understanding has been hindered by the structural and stratigraphic complexity that characterizes it, especially in the western Betics. According to a detailed review and re-interpretation of existing stratigraphic and structural constraints, complemented by our new low-temperature thermochronological data, we come up with a revisited geodynamic model for the formation of the Betic Cordillera. We argue that a Paleogene, early “Pyrenean” stage of deformation affected both the Iberian margin and the AlKaPeCa blocks as suggested by evidence for a pre-Betic foreland basin of Eocene age in the Malaguide and in the Subbetic domain. Time-temperature histories from Cretaceous flyschs (Ubrique-Boyar units) deposited on the most distal part of the Iberian margin show cooling during the Paleogene (~50 Ma) in support of a pre-Oligocene orogenic growth in the proto-Betic Cordillera. Structural mapping shows FTU are stratigraphically overlying the Triassic allochthonous salt. FTU exhumation associated with contractional salt tectonics occurred in the Aquitanian times and lasted until the Serravallian as indicated by time-temperature histories. This timing is coherent with rapid exhumation of the internal metamorphic units. This finding supports a geodynamic reconstruction in which the Flysch Trough Unit and Internal Zones were closer to their present-day position than originally thought. In agreement with these conclusions, we also argue that extension in the Alboran units and opening of the Alboran Sea were driven by the westward drift of mantle delamination beneath the Alboran units.

Acknowledgments:

We gratefully acknowledge support from the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), the French Geological Survey (BRGM) and TOTAL through the OROGEN project. Thanks also to Jose Miguel Azañon, Guillermo Booth-Rea from the University of Granada and Professor Najib Zaghloul from Abdelmalek Essaâdi University and his PhD student, Anas Abbassi for their support in the field, scientific discussions and warm welcome during our stay in Morocco. Thanks also to Dominique Frizon de Lamotte who made the field trip in Morocco possible. Rosella Pinna Jamme and Frédéric Haurine (GEOPH) are thanked for their help for the (U-Th-Sm)/He and ICPMS analysis.

References

- Alcalá, F. J., Guerrero, F., Martín-Martín, M., Raffaelli, G., & Serrano, F. (2013). Geodynamic implications derived from Numidian-like distal turbidites deposited along the Internal–External Domain Boundary of the Betic Cordillera (S Spain). *Terra Nova*, 25(2), 119-129.
- Alcalá-García, F. J., López-Galindo, A., & Martín-Martín, M. (2002). El paleoceno de la alta cadena (subbetico interno, Cordillera Betica) implicaciones en la evolución geodinamica del paleomargen sud-iberico. *Estudios Geológicos*, 58(3-4), 75-85.
- Andriessen, P. A. M., & Zeck, H. P. (1996). Fission-track constraints on timing of Alpine nappe emplacement and rates of cooling and exhumation, Torrox area, Betic Cordilleras, S. Spain. *Chemical Geology*, 131(1-4), 199-206.
- Asebriy, L. (1994). Evolution tectonique et métamorphique du Rif central (Maroc): Définition du domaine subrifain. *Unpubl. Doct. ès-Sci. Thesis*, 283.
- Augier, R. (2005). Evolution tardi-orogénique des cordillères Bétiques (Espagne) : apports d'une étude intégrée, 400.
- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., & Booth-Rea, G. (2005a). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 357-381.
- Augier, R., Jolivet, L., & Robin, C. (2005b). Late Orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics*, 24(4).
- Balanyá, J. C., & García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304(15), 929-932.
- Balanyá, J. C., Crespo-Blanc, A., Estera, M., Lujan, M., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., & Vera, J. A. (2004). Cordillera Bética y Baleares. 4.3 Complejo del Campo de Gibraltar. *Geología de España. SGE-IGME, Madrid*, 389-395.
- Balanyá, J. C., Crespo-Blanc, A., Díaz Azpiroz, M., Expósito, I., & Luján, M. (2007). Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, 26(2).
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., & Hurford, T. (2003). Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198(1-2), 107-137.
- Berástegui, X., Banks, C. J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D., & Fernández, M. (1998). Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1), 49-68.

- Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dávila, J. M., & Gallart, J. (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *368*, 51-60.
- Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Funck, T., Benabdellouahed, M., Schnabel, M., ... & Austin, J. A. (2017). Opening of the central Atlantic Ocean: Implications for geometric rifting and asymmetric initial seafloor spreading after continental breakup. *Tectonics*, *36*(6), 1129-1150.
- Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien. *Eclogae Geol. Helv.*, *20*(4), 487-592.
- Blumenthal, M. M. (1933). Das Paläozoikum von Malaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien. *Geologische Rundschau*, *24*(3-4), 170-187.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Goffé, B., Vidal, O., & Martínez-Martínez, J. M. (2002). High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride units of southeastern Betics (Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, *334*(11), 857-865.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Martínez-Martínez, J. M., Vidal, O., & García-Dueñas, V. (2005). Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, *24*(2).
- Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J. M., & Giaconia, F. (2015). Continental subduction, intracrustal shortening, and coeval upper-crustal extension: PT evolution of subducted south Iberian paleomargin metapelites (Betics, SE Spain). *Tectonophysics*, *663*, 122-139.
- Bourgeois, J., & Chauve, P. (1971). Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, (2), *13*, 463-488.
- Bourgeois, J., Chauve, P., & Didon, J. (1974). La formation d'argiles a blocs dans la province de Cadix, Cordilleras Bétiques, Espagne. *Reun Annu Sci Terre*, *2*, 79.
- Bourgeois, J. (1977). D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar: "L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *19*, 1115-1119.
- Bourgeois, J. (1978). La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne): données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar.
- Braga, J. C., Martín, J. M., & Quesada, C. (2003). Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, *50*(1-3), 3-26.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., & Jabour, N. (2000). Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B5), 10871-10898.

- Chalouan, A., El MRIHI, A., El Kadiri, K., Bahmad, A., Salhi, F., & Hlila, R. (2006). Mauretanian flysch nappe in the northwestern Rif Cordillera (Morocco): deformation chronology and evidence for a complex nappe emplacement. *Geological Society, London, Special Publications*, 262(1), 161-175.
- Comas, M. C., García-Dueñas, V., & Jurado, M. J. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12(2-3), 157-164.
- Comas, M. C., Zahn, R., & Klaus, A. (1996). Site 976. *Proceeding Ocean Drilling Program: Initial Reports*, 161, 1023.
- Crespo-Blanc, A., & Campos, J. (2001). Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23(10), 1615-1630.
- Crespo-Blanc, A., & de Lamotte, D. F. (2006). Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bulletin de la Société géologique de France*, 177(5), 267-282.
- Crespo-Blanc, A., Balanyá, J. C., Expósito, I., Luján, M., & Díaz-Azpiroz, M. (2007). Acrición Miocena del Dominio Suribérico y del Complejo de Flyschs (Arco de Gibraltar): una revisión a partir de las propuestas de V. García-Dueñas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20(3-4), 135-152.
- Crespo-Blanc, A., Comas, M., & Balanyá, J. C. (2016). Clues for a Tortonian reconstruction of the Gibraltar Arc: Structural pattern, deformation diachronism and block rotations. *Tectonophysics*, 683, 308-324.
- de Capoa, P., Di Staso, A., Perrone, V., & Zaghloul, M. N. (2007). The age of the foredeep sedimentation in the Betic–Rifian Mauretanian units: a major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geoscience*, 339(2), 161-170.
- de Lis Mancilla, F., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J. V., Morales, J., Azañón, J. M., ... & Giaconia, F. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663, 225-237.
- Del Olmo Sanz, A., Macía de Pablo, J. G., Aldaya Valverde, F., Campos Fernández, J., Chacón Montero, J., García Rosell, V., ... & Torres-Roldán, R. (1984). Sheet Cortes de la Frontera, 1064. *Geological map scale, 1, 50000*.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Geyssant, J. (1985). Presentation de 9 cartes paleogeographiques au 1/2000000000eme s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la periode du Lias a l'Actuel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 1(5), 637-652.
- Dercourt, J. E. A., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Pechersky, D. H. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.

- Didon, J. (1960). Le Flysch gaditan au nord et au nord-est d'Algesiras (prov. de Cadix, Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 352-361.
- Didon, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar:(Espagne meridionale) Vol 1 & 2* (Doctoral dissertation, A la Faculte Des Sciences de l'Universite de Paris).
- Didon, J., Durand-Delga, M., & Kornprobst, J. (1973). Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(2), 77-105.
- Dogliani, C., Fernandez, M., Gueguen, E., & Sabat, F. (1999). On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *BOLLETTINO-SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA*, 118, 75-90.
- Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marcais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., Suter, G., 1962. Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du Profr. P. Fallot. Mémoire hors-série Société Géologique Fr. 1, 399–422
- Durand Delga, M., & Foucault, A. (1967). La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(5), 723-728.
- Durand-Delga, M. (1972). La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. Birkhäuser.
- Durand-Delga, M., & Fontbote, J. M. (1980). *Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Publ. 26e Congr. géol. intern. Paris, colloque C 5. Thème C-5-2 Les chaînes péri-méditerranéennes*, 71–101. Paris.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., & Puglisi, D. (2000). Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(1), 29-38.
- El Talibi, H., Zaghoul, M. N., Perri, F., Aboumaria, K., Rossi, A., & El Moussaoui, S. (2014). Sedimentary evolution of the siliciclastic Aptian–Albian Massylian flysch of the Chouamat Nappe (central Rif, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 100, 554-568.
- Esteban, J. J., Sánchez-Rodríguez, L., Seward, D., Cuevas, J., & Tubía, J. M. (2004). The late thermal history of the Ronda area, southern Spain. *Tectonophysics*, 389(1-2), 81-92.
- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Gil-Ibarguchi, J. I., & Seward, D. (2005). Metamorfismo, exhumación y termocronología de la unidad de Yunquera (Alpujárrides occidentales, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18(1-2), 63-76.
- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Sergeev, S., & Larionov, A. (2011). A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geological Magazine*, 148(1), 183-187.

- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Gutiérrez-Alonso, G., Larionov, A., Sergeev, S., & Hofmann, M. (2017). U–Pb detrital zircon ages from the Paleozoic Marbella Conglomerate of the Malaguide Complex (Betic Cordilleras, Spain). Implications on Paleotethyan evolution. *Lithos*, *290*, 34-47.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2001). History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, *145*(3), 809-820.
- Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D., & Lucente, P. (2001). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, *187*(1-2), 105-116.
- Fallot, P. (1945). *Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor* (Vol. 5). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto de Investigaciones Geológicas" Lucas Mallada,".
- Feinberg, H., & Olivier, P. (1983). Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zone prédorsalienne bético-rifaine et ses conséquences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie Ila, Sciences de la Terre et des Planètes*, *296*, 473-476.
- Feinberg, H., Maate, A., Bouhdadi, S., Durand-Delga, M., Maate, M., Magné, J., & Olivier, P. (1990). Signification des dépôts de l'oligocène supérieur-miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, *310*(11), 1487-1495.
- Fernández-Fernández, E. M., Jabaloy-Sánchez, A., Nieto, F., & González-Lodeiro, F. (2007). Structure of the Maláguide Complex near Vélez Rubio (Eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonics*, *26*(4).
- Fichtner, A., & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean—Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, *428*, 52-62.
- Fillon, C., Gautheron, C., & van der Beek, P. (2013). Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society*, *170*(1), 67-77.
- Flinch, J. F., Bally, A. W., & Wu, S. (1996). Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, *24*(1), 67-70.
- Flinch, J. F., & Soto, J. I. (2017). Allochthonous Triassic and Salt Tectonic Processes in the Betic-Rif Orogenic Arc. In *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins* (pp. 417-446).
- Flowers, R. M., Shuster, D. L., Wernicke, B. P., & Farley, K. A. (2007). Radiation damage control on apatite (U-Th)/He dates from the Grand Canyon region, Colorado Plateau. *Geology*, *35*(5), 447-450.
- Fontbote, J. M. (1970). Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, *1*, 71-78.

- Frasca, G., Gueydan, F., & Brun, J. P. (2015). Structural record of Lower Miocene westward motion of the Alboran Domain in the Western Betics, Spain. *Tectonophysics*, *657*, 1-20.
- Frasca, G. (2015). Tectonics of the western Betics: from mantle extensional exhumation to westward thrusting, 217.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, *19*(4), 740-761.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J. C., Blanpied, C., & Ringenbach, J. C. (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, *30*(3).
- Galbraith, R. F., & Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear tracks and radiation measurements*, *21*(4), 459-470.
- Galbraith, R. F., & Green, P. F. (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, *17*(3), 197-206.
- Galindo, A. L., & Martín-Algarra, A. (1990). Composición mineralógica de las arcillas del cretácico medio de los flyschs de Ubrique y del corredor del Boyar (Complejo del Campo de Gibraltar): implicaciones paleogeográficas. *Rev. Soc. Geo. España*, *3*, 1-2.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., & Stephenson, J. (2009). Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology*, *26*(4), 525-535.
- Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modelling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B2).
- García de Domingo, A., González Lastra, J., Hernaíz Huerta, P. P., Zazo, C., & Goy Goy, J. L. (1990). Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 1073 (Vejer de la Frontera).
- García-Dueñas, V., Balanyá, J. C., & Martínez-Martínez, J. M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, *12*(2-3), 88-95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., & Vera, J. A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera.
- García-Ramos, J. C., Mángano, M. G., Piñuela, L., Buatois, L. A., & Rodríguez-Tovar, F. J. (2014). The ichnogenus *Tubotomaculum*: an enigmatic pellet-filled structure from Upper Cretaceous to Miocene deep-marine deposits of southern Spain. *The Ichnogenus Tubotomaculum. Journal of Paleontology*, *88*(6), 1189-1198.

- Garrido, C. J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Precigout, J., Hidas, K., Padrón-Navarta, J. A., & Marchesi, C. (2011). Garnet lherzolite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: Vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. *Geology*, *39*(10), 927-930.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, *266*(3-4), 157-170.
- Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2010). A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chemical Geology*, *273*(3-4), 212-224.
- Geel, T. (1995). Oligocene history of to early Miocene tectono-sedimentary the Alicante region (SE Spain): implications for Western Mediterranean evolution. *Basin Research*, *7*(4), 313-336.
- Geel, T., & Roep, T. B. (1998). Oligocene to middle Miocene basin development in the eastern Betic Cordilleras, SE Spain (Vélez Rubio Corridor–Espuña): reflections of West Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Basin Research*, *10*(3), 325-343.
- Goffe, B., Michard, A., Garcia-Duenas, V., Gonzalez-Lodeiro, F., Monie, P., Campos, J., ... & Simancas, J. F. (1989). First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 139-142.
- Gómez-Pugnaire, M. T., & Fernández-Soler, J. M. (1987). High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(2), 231-244.
- Gómez-Pugnaire, M. T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J. M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., & Padrón-Navarta, J. A. (2012). Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos*, *146*, 93-111.
- González Donoso, J. M., Linares, D., Martín Algarra, A., & Serrano, F. (1987). El complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos sobre su edad y significado geológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, *82*(1-4), 233-251.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., & Laslett, G. M. (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, *59*, 237-253.
- Guerrera, F., Loiacono, F., Puglisi, D., & Moretti, E. (1992). The Numidian nappe in the Maghreb Chain; state of the art. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, *111*(2), 217-253.
- Guerrera, F., Estévez, A., López-Arcos, M., Martín-Martín, M., Martín-Pérez, J. A., & Serrano, F. (2006). Paleogene tectono-sedimentary evolution of the Alicante Trough (External Betic Zone, SE Spain) and its bearing on the timing of the deformation of the South-Iberian Margin. *Geodinamica Acta*, *19*(2), 87-101.

- Guerrera, F., Mancheño, M. A., Martín, M. M., Raffaelli, G., Estrella, T. R., & Serrano, F. (2014). Paleogene evolution of the External Betic Zone and geodynamic implications. *Geologica Acta*, *12*(3), 171-192.
- Gueydan, F., Pitra, P., Afiri, A., Poujol, M., Essaifi, A., & Paquette, J. L. (2015). Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco. *Tectonics*, *34*(6), 1244-1268.
- Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E., & Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, *102*(3-4), 121-158.
- Hatzfeld, D. (1978). *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebine* (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).
- Hoyez, B. (1989). *Le Numidien et les flyschs oligo-miocènes de la bordure sud de la Méditerranée occidentale* (Doctoral dissertation).
- Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, *33*(4), 393-419.
- Homonnay, E., Corsini, M., Lardeaux, J. M., Romagny, A., Münch, P., Bosch, D., & Ouazzani-Touhami, M. (2018). Miocene crustal extension following thrust tectonic in the Lower Sebtides units (internal Rif, Ceuta Peninsula, Spain): Implication for the geodynamic evolution of the Alboran domain. *Tectonophysics*, *722*, 507-535.
- Hurford, A. J., & Green, P. F. (1983). The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, *41*, 285-317.
- Iribarren, L., Vergés, J., & Fernandez, M. (2009). Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics*, *475*(1), 68-84.
- Jackson, M. P., & Hudec, M. R. (2017). *Salt tectonics: Principles and practice*. Cambridge University Press.
- Janowski, M., Loget, N., Bellahsen, N., Husson, L., Le Pourhiet, L., & Meyer, B. (2017, April). Topography of the Betics: crustal thickening, dynamic topography and relief inheritance. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 19, p. 17623).
- Janowski, M. (2017). Dynamique et origine de la topographie tardi-orogénique du domaine Bétique (Espagne). Univ Pierre et Marie Curie, 201
- Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J. C., & Díaz-Azpiroz, M. (2017). Strain partitioning and relief segmentation in arcuate fold-and-thrust belts: a case study from the western Betics. *Journal of Iberian Geology*, *43*(3), 497-518.

- Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., Vergés, J., Afonso, J. C., Garcia-Castellanos, D., & Fullea, J. (2010). Lithospheric structure of the Gorringe Bank: Insights into its origin and tectonic evolution. *Tectonics*, 29(5).
- Johnson, C. (1997). Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: An example from southern Spain. *Geology*, 25(7), 623-626.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6), 525-550.
- Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modelling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92(5-6), 799-810.
- Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(24), 7779-7791.
- Kirchner, K. L., Behr, W. M., Loewy, S., & Stockli, D. F. (2016). Early Miocene subduction in the western Mediterranean: Constraints from Rb-Sr multimineral isochron geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(5), 1842-1860.
- Labails, 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(3-4), 355-368.
- Lacombe, O., & Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24(1).
- Lagabriele, Y., Labaume, P., & de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4).
- Leprêtre, R., de Lamotte, D. F., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 189(2), 10.
- Li, B., & Massonne, H. J. (2018). Two Tertiary metamorphic events recognized in high-pressure metapelites of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, S Spain). *Journal of Metamorphic Geology*.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A., & Balanyá, J. C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, 25(6).
- Lonergan, L. (1993). Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain. *Tectonics*, 12(2), 460-476.
- Lonergan, L., & Mange-Rajetzky, M. A. (1994). Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 151(3), 515-529.

- Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, *16*(3), 504-522.
- Lonergan, L., & Johnson, C. (1998). Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain. *Basin Research*, *10*(3), 353-364.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A., & Balanyá, J. C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, *25*(6).
- Maaté, A., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., & Serra-Kiel, J. (2000). Nouvelles données sur le Paléocène-Éocène des zones internes bético-rifaines. *Geobios*, *33*(4), 409-418.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Bosch, D., Bodinier, J. L., Hidas, K., Padron-Navarta, J. A., & Gervilla, F. (2012). A Late Oligocene suprasubduction setting in the westernmost Mediterranean revealed by intrusive pyroxenite dikes in the Ronda peridotite (southern Spain). *The Journal of Geology*, *120*(2), 237-247.
- Martín-Algarra, A., & Estévez, A. (1984). La Brèche de la Nava: dépôt continental de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des cordillères bétiques. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, *299*(8), 463-466.
- Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Univ. de Granada*, 1171.
- Martín-Algarra, A., Mazzoli, S., Perrone, V., Rodríguez-Cañero, R., & Navas-Parejo, P. (2009). Variscan tectonics in the Malaguide Complex (Betic Cordillera, southern Spain): stratigraphic and structural Alpine versus pre-Alpine constraints from the Ardales area (Province of Malaga). I. Stratigraphy. *The Journal of geology*, *117*(3), 241-262.
- Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J. A., Caus, E., & Robles, S. (2002). Cretaceous. *The geology of Spain*, 255-292.
- Martin-Chivelet, J., & Chacón, B. (2007). Event stratigraphy of the upper Cretaceous to lower Eocene hemipelagic sequences of the Prebetic Zone (SE Spain): record of the onset of tectonic convergence in a passive continental margin. *Sedimentary Geology*, *197*(1-2), 141-163.
- Martínez-García, P., Soto, J. I., & Comas, M. (2011). Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters*, *31*(1), 19-36.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J. I., Lonergan, L., & Watts, A. B. (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research*, *25*(4), 361-387.

- Martínez-García, P., Comas, M., Lonergan, L., & Watts, A. B. (2017). From extension to shortening: Tectonic inversion distributed in time and space in the Alboran sea, western Mediterranean. *Tectonics*, *36*(12), 2777-2805.
- Martínez-Martínez, J. M., Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., & Gil-Crespo, P. P. (2010). Geological relationships and U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tourmaline geochronology of gneisses and tourmalinites from the Nevado-Filabride complex (western Sierra Nevada, Spain): tectonic implications. *Lithos*, *119*(3-4), 238-250.
- Martín Martín, M., Martín Algarra, A., & Serra Kiel, J. (1997). El terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, *10*(3-4), 265-280.
- Martín-Serrano, Á. (1985). La estructura de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar, consecuencias tectónicas y paleográficas. *Boletín geológico y minero*, *96*(2), 3-26.
- Mazzoli, S., & Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. In *Active Continental Margins—Present and Past* (pp. 464-468). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Mazzoli, S., & Algarra, A. M. (2011). Deformation partitioning during transpressional emplacement of a 'mantle extrusion wedge': the Ronda peridotites, western Betic Cordillera, Spain. *Journal of the Geological Society*, *168*(2), 373-382.
- Mazzoli, S., Martín-Algarra, A., Reddy, S. M., Sánchez-Vizcaíno, V. L., Fedele, L., & Noviello, A. (2013). The evolution of the footwall to the Ronda subcontinental mantle peridotites: insights from the Nieves Unit (western Betic Cordillera). *Journal of the Geological Society*, *170*(3), 385-402.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J. T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., & Fernández-Puga, M. C. (2004). Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, *209*(1-4), 173-198.
- Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L. M., Fernández-Puga, M. C., Vázquez, J. T., León, R., ... & Vegas, R. (2009). Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, *261*(1-4), 48-63.
- Mesalles, L., Mouthereau, F., Bernet, M., Chang, C. P., Tien-Shun Lin, A., Fillon, C., & Sengelen, X. (2014). From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan. *Geology*, *42*(10), 907-910.
- Michard, A., Feinberg, H., El-Azzab, D., Bouybaouene, M., & Saddiqi, O. (1992). A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, *113*(3), 435-442.

- Michard, A., Negro, F., de Lamotte, D. F., & Saddiqi, O. (2007). Serpentinite slivers and metamorphism in the External Maghrebides: arguments for an intracontinental suture in the African paleomargin (Morocco, Algeria). *Rev. Soc. Geol. España*, 20(3–4), 173-185.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., & de Lamotte, D. F. (Eds.). (2008). Continental evolution: The geology of Morocco: Structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction (Vol. 116). Springer.
- Michard, A., Chalouan, A., Negro, F., & Saddiqi, O. (2015). Comment on “Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-Maghrebian passive margin: The Tanger-Ketama Unit (external Rif, northern Morocco)” by Vázquez et al., *Geologica Acta* 11 (2013), 277-293. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 13(1), 69-76.
- Monie, P., Galindo-Zaldivar, J., Lodeiro, F. G., Goffe, B., & Jabaloy, A. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society*, 148(2), 289-297.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P. Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., & Masini, E. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33(12), 2283-2314.
- Nieto, J. M., Puga, E., & de Federico, A. D. (2000). 11. LATE VARISCAN PYROCLASTIC ROCKS FROM THE MULHACEN COMPLEX (BETIC CORDILLERA, SPAIN). *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*, 217.
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N., & Sauter, D. (2018). Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*, 37(1), 89-118.
- Olivier, P. (1984). Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne) (Doctoral dissertation).
- Ortí, F., Pérez-López, A., & Salvany, J. M. (2017). Triassic evaporites of Iberia: sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution during the Middle Triassic–Earliest Jurassic. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 471, 157-180.
- O'Sullivan, P. B., & Parrish, R. R. (1995). The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia. *Earth and Planetary Science Letters*, 132(1-4), 213-224.
- Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J., & Harnafi, M. (2017). Lithospheric structure of Iberia and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(5), 1824-1840.

- Pendón, J. G., & Polo, M. D. (1975). " Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las areniscas del Aljibe (Unidad del Aljibe). Campo de Gibraltar. *Acta geológica hispánica*, 10(4), 146-149.
- Pendón, J. G. (1978). Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar: tesis doctoral. Universidad.
- Pérez-López, A., & Pérez-Valera, F. (2007). Palaeogeography, facies and nomenclature of the Triassic units in the different domains of the Betic Cordillera (S Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3-4), 606-626.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A., & Pérez-Valera, L. A. (2017). An evaporite-bearing accretionary complex in the northern front of the Betic-Rif orogen. *Tectonics*, 36(6), 1006-1036.
- Perri, F., Critelli, S., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., Perrone, V., Mongelli, G., & Zattin, M. (2013). Triassic redbeds in the Malaguide Complex (Betic Cordillera—Spain): petrography, geochemistry and geodynamic implications. *Earth-Science Reviews*, 117, 1-28.
- Petit, C., Le Pourhiet, L., Scalabrino, B., Corsini, M., Bonnin, M., & Romagny, A. (2015). Crustal structure and gravity anomalies beneath the Rif, northern Morocco: implications for the current tectonics of the Alboran region. *Geophysical Journal International*, 202(1), 640-652.
- Peyre, Y. (1974). Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères bétiques-Espagne): Description de la region d'Antequera et de ses contrees voisines (provinces de Malaga, Seville, Cordove et Grenade). I. Institut National Agronomique Paris-Grignon.
- Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17(6), 540-543.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S., & Rimi, A. (2003a). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22(3).
- Platt, J. P., Argles, T. W., Carter, A., Kelley, S. P., Whitehouse, M. J., & Lonergan, L. (2003b). Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P–T–time array. *Journal of the Geological Society*, 160(5), 655-676.
- Platt, J. P., Kelley, S. P., Carter, A., & Orozco, M. (2005). Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society*, 162(3), 451-462.
- Platt, J. P., Anczkiewicz, R., Soto, J. I., Kelley, S. P., & Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34(11), 981-984.
- Platt, J. P., Behr, W. M., Johanesen, K., & Williams, J. R. (2013). The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 313-357.

- Précigout, J., Gueydan, F., Garrido, C. J., Cogné, N., & Booth-Rea, G. (2013). Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). *Tectonics*, *32*(4), 1011-1025.
- Pujalte, V., Robador, A., Payros, A., & Samsó, J. M. (2016). A siliciclastic braid delta within a lower Paleogene carbonate platform (Ordesa-Monte Perdido National Park, southern Pyrenees, Spain): record of the Paleocene–Eocene thermal maximum perturbation. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, *459*, 453-470.
- Puga, E., De Federico, A. D., & Nieto, J. M. (2002). Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta*, *15*(1), 23-43.
- Puga, E., Fanning, M., de Federico, A. D., Nieto, J. M., Beccaluva, L., Bianchini, G., & Puga, M. A. D. (2011). Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos*, *124*(3-4), 255-272.
- Puglisi, D., & Coccioni, R. (1987). The Los Nogales Flysch (Cretaceous, Betic Cordillera): compositional study and comparison with the Monte Soro Flysch of the Sicilian Maghrebian Chain. *Memorie della Società Geologica Italiana*, *38*, 577-591.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., & Muñoz, J. A. (2016). Extension and inversion structures in the Tethys–Atlantic linkage zone, Algarve Basin, Portugal. *International Journal of Earth Sciences*, *105*(5), 1663-1679.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., & Muñoz, J. A. (2017a). Neogene to recent contraction and basin inversion along the Nubia-Iberia boundary in SW Iberia. *Tectonics*, *36*(2), 257-286.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., & Muñoz, J. A. (2017b). Neogene to recent contraction and basin inversion along the Nubia-Iberia boundary in SW Iberia. *Tectonics*, *36*(2), 257-286.
- Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., ... & Pinna-Jamme, R. A Tortonian onset for the Algerian margin inversion: evidence from low temperature thermochronology. *Terra Nova*.
- Rodríguez Fernández, J. (1982). El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas.
- Romagny, A., Munch, P., Jolivet, M., & Corsini, M. (2014, October). Lower Sebtides Neogene exhumation and uplift in Ceuta and Cabo Negro areas (Internal Rif, Northern Morocco): insights from medium-and low-temperature thermochronology. In *24 ème Réunion des sciences de la Terre 2014* (pp. 182-183).
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, *8*, 107-130.
- Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, *12*(3), 629-638.

Ruiz-Ortiz, P. A. 1980. Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril - prov. Granada- y Jaén). PhDThesis, Dpt. Estratigrafía, Universidad de Granada, 272 pp. (Universidad de Granada, Granada).

Serra-Kiel, J., Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., JA, M. P., Tosquella i Angrill, J., ... & Serrano, F. (1998). Bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). *Acta Geologica Hispanica*, 1998, vol. 31, num. 1-3, p. 161-182.

Sánchez-Rodríguez, L., & Gebauer, D. (2000). Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by Early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U–Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon. *Tectonophysics*, 316(1-2), 19-44.

Sánchez-Navas, A., García-Casco, A., & Martín-Algarra, A. (2014). Pre-Alpine discordant granitic dikes in the metamorphic core of the Betic Cordillera: tectonic implications. *Terra Nova*, 26(6), 477-486.

Sánchez-Navas, A., García-Casco, A., Mazzoli, S., & Martín-Algarra, A. (2017). Polymetamorphism in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, South Spain. *The Journal of Geology*, 125(6), 637-657.

Sánchez-Vizcaíno, V. L., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M. T., Trommsdorff, V., & Müntener, O. (2001). Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13(5), 327-332.

Sanz de Galdeano, C. (1997). La zona interna bético-rifeña:(antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica).

Sanz de Galdeano, C. S., & Garrido, Á. C. L. (2016). The nevado-filabride complex in the western part of Sierra de los Filabres (Betic Internal Zone), structure and lithologic succession. *Boletín geológico y minero*, 127(4), 823-836.

Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López-Garrido, A. C., & Martín-Algarra, A. (1995). The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 74, 105-105.

Serrano, F., de Galdeano, C. S., El Kadiri, K., Guerra-Merchán, A., López-Garrido, A. C., Martín-Martín, M., & Hlila, R. (2006). Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99(2), 237-253.

Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, K., de Galdeano, C. S., López-Garrido, Á. C., Martín-Martín, M., & Hlila, R. (2007). Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios*, 40(2), 191-205.

Serrano-Lozano, F., & Guerra-Merchán, A. (2004). Geología Regional: El territorio de la provincia de Málaga en el ámbito de la cordillera Bética. *Málaga, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga*.

- Sibuet, J. C., Rouzo, S., & Srivastava, S. (2012). Plate tectonic reconstructions and paleogeographic maps of the central and North Atlantic oceans. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *49*(12), 1395-1415.
- Sosson, M., Morrillon, A. C., Bourgois, J., Féraud, G., Poupeau, G., & Saint-Marc, P. (1998). Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics*, *285*(3-4), 253-273.
- Soto, J. I., & Platt, J. P. (1999). Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin, western Mediterranean. *Journal of Petrology*, *40*(1), 21-60.
- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (pp. 31-52). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Suades, E., & Blanc, A. C. (2013). Gravitational dismantling of the Miocene mountain front of the Gibraltar Arc system deduced from the analysis of an olistostromic complex (western Betics). *Geologica Acta: an international earth science journal*, *11*(2), 215-229.
- Turner, S., Palomeras, I., Levander, A., Carbonell, R., & Lee, C. T. (2014). Ongoing lithospheric removal in the western Mediterranean: Evidence from Ps receiver functions and thermobarometry of Neogene basalts (PICASSO project). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *15*(4), 1113-1127.
- Thurrow, J., & Kuhnt, W. (1986). Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch area. *Geological Society, London, Special Publications*, *21*(1), 423-445.
- Tubía, J. M., Cuevas, J., & Esteban, J. J. (2004). Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology*, *32*(11), 941-944.
- Tubía, J. M., Cuevas, J., Esteban, J. J., & Gil Ibarguchi, J. I. (2009). Remnants of a Mesozoic rift in a subducted terrane of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *The Journal of Geology*, *117*(1), 71-87.
- Tubía, J. M., Cuevas, J., & Esteban, J. J. (2013). Localization of deformation and kinematic shift during the hot emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of Structural Geology*, *50*, 148-160.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., & Lahfid, A. (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, *408*, 296-306.
- Varrone, D., & Clari, P. (2003). Stratigraphic and paleoenvironmental evolution of the Microcodium Formation and the Nummulitic Limestones in the French-Italian Maritimes Alps. *Geobios*, *36*, 775-786.

- Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., & Stuart, F. M. (2011). Deciphering tectonic-and erosion-driven exhumation of the Nevado–Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. *Terra Nova*, 23(4), 257-263.
- Vázquez, M., Asebriy, L., Azimousa, A., Jabaloy, A., Rea, G. B., Barbero, L., ... & Lodeiros, F. G. (2013). Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-Maghrebian passive margin: The Tanger-Ketama Unit (External Rif, northern Morocco). *Geologica Acta*, 11(3), 277-293.
- Vera, J. A. (2000). El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2), 345-373.
- Vera, J. A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., ... & Vilas, L. (2004). Las zonas externas Béticas y el paleomargen Sudibérico. *Geología de España*, 354-361.
- Vergés, J., & Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144-172.
- Vermeesch, P. (2004). How many grains are needed for a provenance study?. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4), 441-451.
- Vermeesch, P. (2009). RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44(4), 409-410.
- Villaseñor, A., Chevrot, S., Harnafi, M., Gallart, J., Pazos, A., Serrano, I., & Ibarra, P. (2015). Subduction and volcanism in the Iberia–North Africa collision zone from tomographic images of the upper mantle. *Tectonophysics*, 663, 238-249.
- Vissers, R. L. M., Platt, J. P., & Van der Wal, D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: a lithospheric view. *Tectonics*, 14(4), 786-803.
- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 24(3), 201-297.
- Zeck, H. P., Monié, P., Villa, I. M., & Hansen, B. T. (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20(1), 79-82.
- Zeck, H. P., & Whitehouse, M. J. (2002). Repeated age resetting in zircons from Hercynian–Alpine polymetamorphic schists (Betic–Rif tectonic belt, S. Spain)—a U–Th–Pb ion microprobe study. *Chemical Geology*, 182(2-4), 275-292

Partie 5: Provenance des séries de flysch entre Malaga et Jebha: apport de la géochronologie U-Pb sur zircon

1. Introduction

Les flyschs Méso-Cénozoïques qui affleurent dans l'Ouest des Cordillères Bétiques, dans la région du Campo de Gibraltar, font partie d'une unité tectonique et stratigraphique majeure pour la compréhension de l'histoire de la Méditerranée Occidentale. Ces flyschs ont une extension géographique très importante. En effet, on les retrouve depuis la Sicile jusqu'au Sud de l'Espagne (Fig. 1).

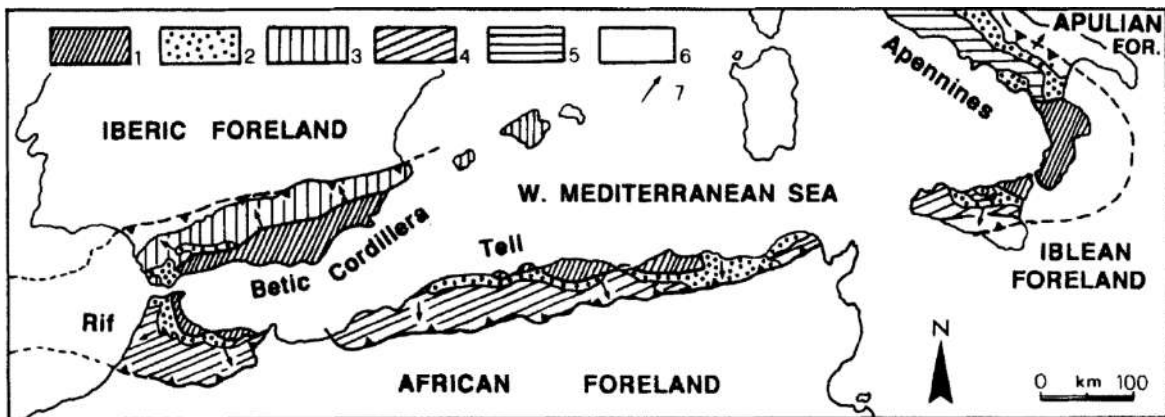


Figure 1: Carte géologique simplifiée des chaînes alpines du bassin ouest-méditerranéen. 1: unités internes métamorphiques; 2: unités du bassin des flyschs ; 3, 4, 5: marges sud-Iberiques, nord africaines et ouest adriatique ; 6: domaines d'avant-pays ; 7: vergence des déformations (Guerrera et al., 1993).

Dans les reconstructions paléogéographiques (Fig. 2), le bassin de flyschs est toujours localisé au Nord de la marge nord-africaine, au front des unités qui forment les futures zones internes des Bétiques et du Rif (plaque Méso-méditerranéenne).

Le bassin des flyschs est divisé en deux grandes séries correspondant à des domaines paléogéographiques, des sources et des positions structurales différentes. Le domaine Massylien est situé en position plus externe par rapport au domaine Maurétanien qui lui se trouve en position plus interne (Fig. 2). Cette distinction entre les séries les plus internes dites Maurétaniennes, et les séries externes, dites Massyliennes existe depuis le Crétacé jusqu'au Tertiaire mais elle est particulièrement claire pour les formations datées du Miocène inférieur (Bouillin et al., 1970 ; Durand-Delga, 1980, Zaghoul et al., 2003). La subdivision entre ces deux séries est en grande partie fondée sur les variations observées dans la nature du matériel détritique qu'elles contiennent (Bouillin et al., 1970).

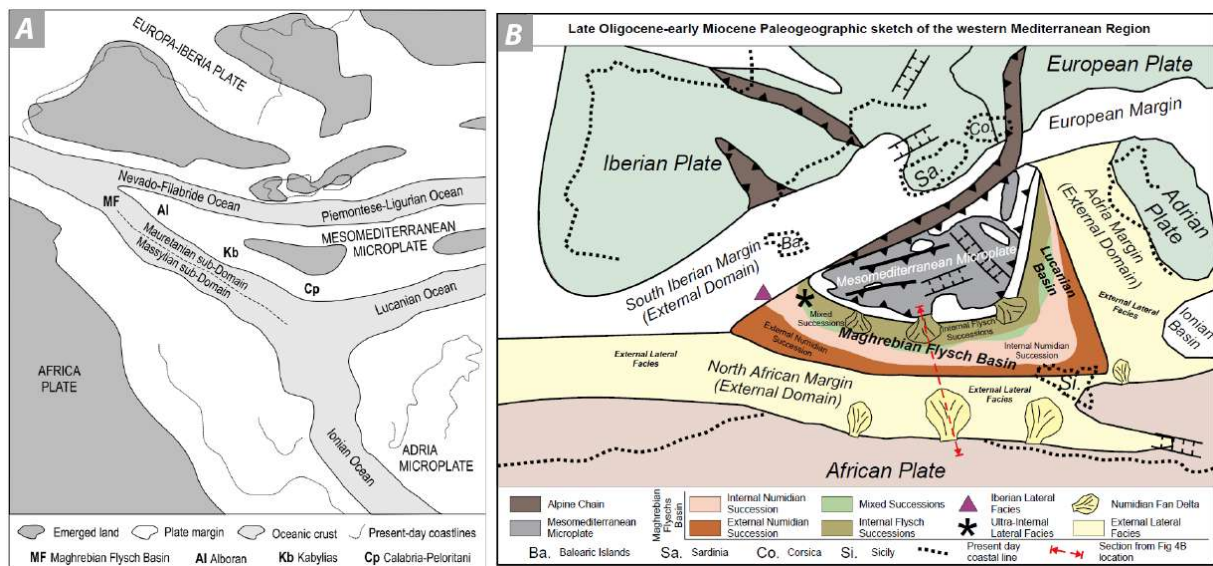


Figure 2: Reconstruction paléogéographique de la terminaison occidentale de la Néotéthys au Crétacé inférieur (A) et à l'Oligo-Miocène (B) et positions respectives des unités de Flyschs maurétaniennes et massyliennes au niveau de la Téthys maghrébine et des séries mérinides (Guerrera et al., 2005, 2012).

Les séries Massyliennes et Maurétaniennes se caractérisent toutes deux, par deux séries turbiditiques (grés essentiellement) dont l'épaisseur varie entre 300 et plus de 1000m. Ces séquences turbiditiques sont datées du Crétacé inférieur (Durand Delga et al., 1999, Gübeli et al., 1984) et de l'Oligo-Burdigalien supérieur (Durand Delga, 1980 ; Didon et al., 1984). Le dépôt de ces deux séquences caractérise des contextes géodynamiques très différents. Les séries du Crétacé inférieur se sont déposées en milieux marin profond, en contexte d'amincissement crustal entre la marge Nord-Africaine et Ibérique (Hanne et al., 2003). Les séries turbiditiques du Miocène inférieur, quant à elles, sont synchrones de l'ouverture du bassin ouest-Méditerranéen et de la formation des chaînes alpines, des Cordillères Bétiques en particulier.

Les modèles existants admettent généralement que la sédimentation a été continue entre le dépôt des flyschs Crétacé inférieur et celui des flyschs Oligo-Miocène inférieur (Michard et al., 2008). Les déformations liées à la convergence entre l'Afrique et l'Europe n'ont donc pas perturbé l'enregistrement sédimentaire depuis le Crétacé inférieur. Cette vision est largement influencée par les études qui se concentrent essentiellement sur les événements d'âge Miocène. Elle est cependant remise en question par différentes études qui conformément à l'évolution géodynamique complexe de la région attestent d'événements de déformation depuis le Crétacé supérieur et le Paléogène. Ces déformations sont observées au niveau de la terminaison occidentale de la Téthys sur les marges ibérique et africaine (Martín-Chivelet and Chacon, 2007 ; Guerrera et al., 2014a, b ; Ramos et al., 2017a, 2017b ; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009, 2011 ; Leprêtre et al., 2018) mais aussi dans les unités d'AlKaPeCa (Serra-Kiel et al., 1998; Maate et al., 2000) ainsi que dans le domaine des Flyschs (Puglisi, 2009 ; 2014 ; chapitre 2).

La provenance du matériel détritique composant les séries turbiditiques du Crétacé inférieur et en particulier du Miocène inférieur est débattue depuis les années 1970-80. La datation U-Pb sur zircons détritiques est une approche très utilisée dans le traçage des sources sédimentaires et a été utilisé par différents auteurs pour tenter d'identifier les sources des flyschs miocène inférieur en Tunisie et en Sicile (Fildes et al., 2010, Thomas et al., 2010) et des flyschs crétacés inférieurs dans le Rif (Pratt et al., 2015). Cependant, en dehors des résultats U-Pb sur zircon produit par Pratt et al. (2015) au Maroc aucune étude de géochronologie détritique sur ces unités n'a été réalisée. L'objectif de ce travail est donc, grâce à la datation U-Pb des différentes unités turbiditiques qui affleurent dans le Rif et dans les Bétiques d'apporter des contraintes sur les sources des flyschs et la paléogéographie du domaine Téthysien depuis le Crétacé inférieur.

2. La(les) source(s) des séries de flysch: un bref historique

2.1. Source des grès du Crétacé inférieur

2.1.1. Modèle d'alimentation unique (Nord)

La plaque Ibérique et le domaine AlKaPeCa aussi appelé plaque Mésoméditerranéenne (Fig. 3) ont été envisagées pendant longtemps comme sources des grès turbiditiques massyliens et maurétaniens datés de l'Aptien-Albien. Cette première hypothèse se fonde sur les directions de courants mesurées dans les flyschs et dans les unités de la marge africaine de Ketama (Wildi, 1983 ; Gübeli et al., 1984 ; Lopez Galindo and Martín-Algarra, 1992). Une polarité proximale/distale entre les séries maurétaniennes et les séries massyliennes est également documentée à partir des palynomorphes et du rapport sable/pélite (Gübeli et al., 1984). L'interprétation qui découle de ces informations, en l'absence de différences majeures dans la composition, est que les séries massyliennes représentent l'équivalent distal des séries maurétaniennes dans un système turbiditique alimenté par le nord (Fig. 3) c'est-à-dire des unités AlKaPeCa (Wildi, 1983).

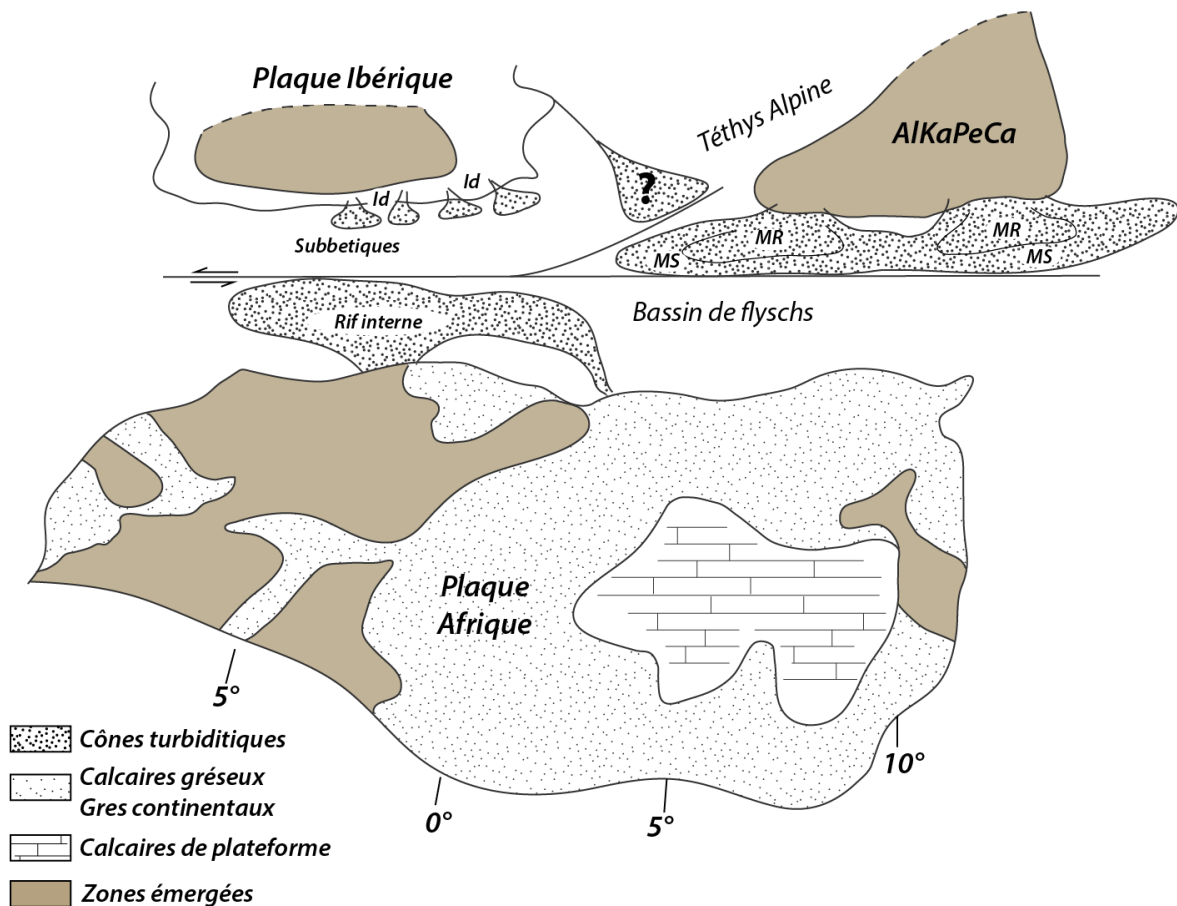


Figure 3: Reconstruction paléogéographique du Nord de l'Afrique et de la Téthys occidentale à l'Aptien supérieur, d'après Wildi (1983). Les Flyschs Maurétaniens (MR) et Massyliens (MS) sont ici issus de l'érosion de la plaque Méso-méditerranéenne (AlKaPeCa) et les sédiments du Rif interne proviennent du continent Africain. Le point d'interrogation signifie qu'une source Ibérique potentielle était envisagée par l'auteur. Id: domaine intermédiaire.

2.1.2. Modèle d'alimentation mixte (Nord et Sud)

La deuxième solution, plus communément admise est que les séries massyliennes d'âge Crétacé sont alimentées par l'érosion du craton africain tandis que les séries maurétaniennes seraient alimentées par le domaine d'Alboran (Fig. 4) c'est-à-dire par l'érosion des unités d'AlKaPeca (Bouillin et al., 1986 ; Martín-Algarra, 1987 ; Guerrero et al., 2005), et plus particulièrement des zones internes Kabyles ou d'un domaine aujourd'hui inconnu dans les zones internes du Rif (Wildi, 1983).

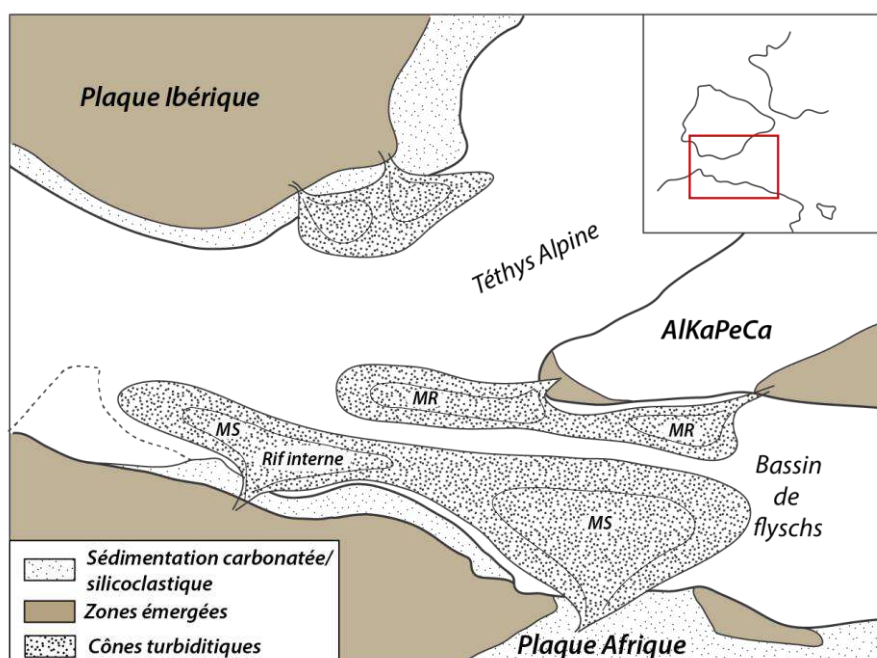


Figure 4: Reconstruction paléogéographique du Nord de l'Afrique et de la Téthys occidentale à l'Aptien-Albien d'après Lopez-Galindo and Martín-Algarra. (1992). La source des flyschs maurétaniens (MR) est située sur la plaque méso-méditerranéenne tandis que l'unité de Ketama (Rif interne) et le flysch massylien (MS) proviennent de cônes detritiques situés en Algérie et en Lybie.

2.1.3. Provenance des séries Massylienne

i. Stratigraphie

L'affinité africaine des grès massyliens du Crétacé inférieur se fonde sur l'étude de la stratigraphie de ces séries. Il existe de fortes ressemblances entre les faciès des séries du Crétacé inférieur massylien et ceux du Rif interne (unité de Tanger interne et de Ketama). Ces unités partagent en particulier des niveaux de phtanites datés du Cénomaniens ainsi que des séries marno-calcaires datées du Cénomaniens-Turonien (Didon, 1973, Michard et al., 2008).

ii. Pétrographie

La pétrographie des grès et des argiles des séries massyliennes est aussi un argument en faveur d'une provenance africaine (Gübeli et al., 1984 ; Lopez Galindo and Martín-Algarra, 1992 ; El Talibi et al., 2014). Ces grès ont une composition très mature et appartiennent à la catégorie des quartzarénites ou des subarkoses (Dickinson and Suczek., 1979; Dickinson et al., 1983) (Fig. 5). Wildi (1983) reporte lui, comme traits caractéristiques, une composition moyenne d'arkose ou de subarkose, une granulométrie moyenne des grès assez fine (10-50µm et 100-200µm) et des recristallisations secondaires de quartz. Ces grès sont composés en grande majorité de grains de quartz avec de faibles quantités de feldspaths, de micas et un ciment quartzeux (Gübeli et al., 1984 ; El Talibi et al., 2014). Leur composition, très enrichie en quartz, indique une source cratonique stable de composition assez uniforme ou un domaine orogénique de collision mature ou intracontinentale

(Fig. 5). La composition homogène de ces grès peut être liée à plusieurs cycles de recyclages successifs, favorisés par le contexte intra-cratonique (Dickinson, 1985) et le climat propice à l'altération chimique sur le continent africain depuis le Crétacé inférieur (Fabre, 2005 ; Beauvais and Chardon, 2013 ; Chardon et al., 2016 ; Ye et al., 2017). Une source cratonique pour les séries massyliennes est aussi suggérée par la composition chimique des grès massyliens, enrichis en silice et appauvrie en Cr, Co , Ni et V et la dominance de grains de quartz d'origine plutonique (El Talibi et al., 2014).

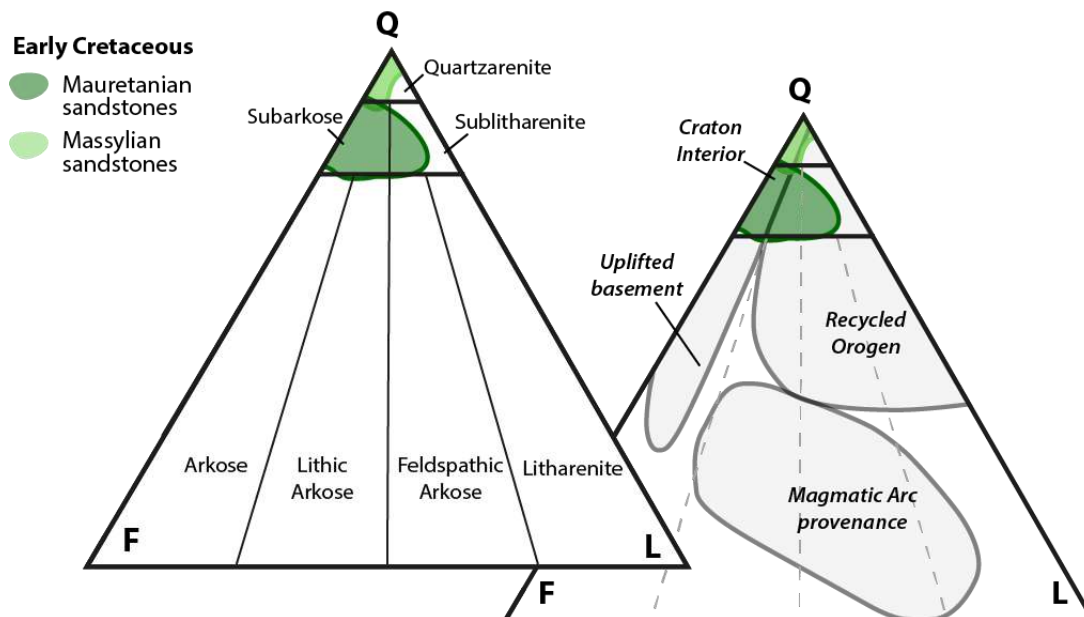


Figure 5: Diagrammes QFL présentant les compositions des grès maurétaniens et massyliens du Crétacé inférieur. Données tirées de, El Talibi et al. (2014) pour le flysch massylien Crétacé inférieur de Chouamat au Maroc; Gigliuto and Puglisi (2002) pour les flyschs Maurétaniens Crétacé de Sicile, d'Algérie, du Maroc et d'Espagne.

2.1.4. Source des séries Maurétaniennes

i. Structure

Pour ce qui est des séries turbiditiques maurétaniennes du Crétacé inférieur, plusieurs arguments peuvent être cités en faveur d'une alimentation depuis les unités d'AlKaPeCa. Les apports du nord sont admis en partie en raison de la position structurale des nappes de flyschs dans les Bétiques et dans le Rif (Chapitre 2 Fig. 33). En effet, les nappes maurétaniennes sont toujours situées en position structurale supérieure par rapport aux nappes massyliennes (Wildi, 1983, Durand Delga, 1980) (Chapitre 2), impliquant une position paléogéographique plus interne.

ii. Stratigraphie et pétrographie

On considère que l'existence de séries mixtes dans lesquelles, les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens sont inter-stratifiés, implique des alimentations depuis des sources opposées géographiquement. Ces séries sont interprétées comme déposées à la transition entre la partie nord

du bassin, alimentée par le continent d'Alboran, et sa partie Sud, alimentée par le continent africain. Cette transition de faciès est particulièrement visible dans les séries du Miocène inférieur mais existe depuis le Crétacé (Zaghloul et al, 2002 ; Guerrero et al., 2005).

Cette hypothèse se fonde aussi sur des observations pétrographiques et sédimentaires. En Algérie, des séries d'affinité dorsaliennne dans les séries maurétaniennes proximales ont été identifiées (Wildi, 1983 ; Bouillin et al., 1986). D'un point de vue pétrographique, les études menées sur le flyschs du Jebel Tisiren (Fig. 5) et ses équivalents en Sicile, en Espagne et en Algérie permettent de ranger cette formation dans la catégorie des subarkoses/sublitharénites (Fig. 5). De plus, le cortège de minéraux lourds associé est caractéristique de l'érosion de granite (Puglisi 1981 ; Raoult et al., 1982 ; Gübeli et al., 1984 ; Carmisciano and Puglisi, 1983 ; Wildi, 1983 ; Puglisi and Coccioni, 1987 ; Barbera et al., 2011). On peut tout de même remarquer que l'étude de Barbera et al. (2011), parmi les plus complètes et récente qui existe sur les flyschs Crétacé inférieur ne réfute pas une source africaine (externe).

2.2. Source des grès Tertiaires

2.2.1. Les grès Massyliens

La source des grès du Numidien (Fig.6) est généralement considérée comme étant le continent Africain (Durand Delga, 1980 ; Hoyez, 1989, Guerrero et al., 1992 ; Thomas et al., 2010 ; Belayouni et al., 2013). D'autres études considèrent à l'opposé une origine septentrionale (Mattauer, 1958 ; Pariz et al., 1986 ; Wildi, 1983 ; Talibi et al., 2008 ; Yaich et al., 2000 ; Boukhalfa et al., 2009 ; Fildes et al., 2010 ; Samie et al., 2010).

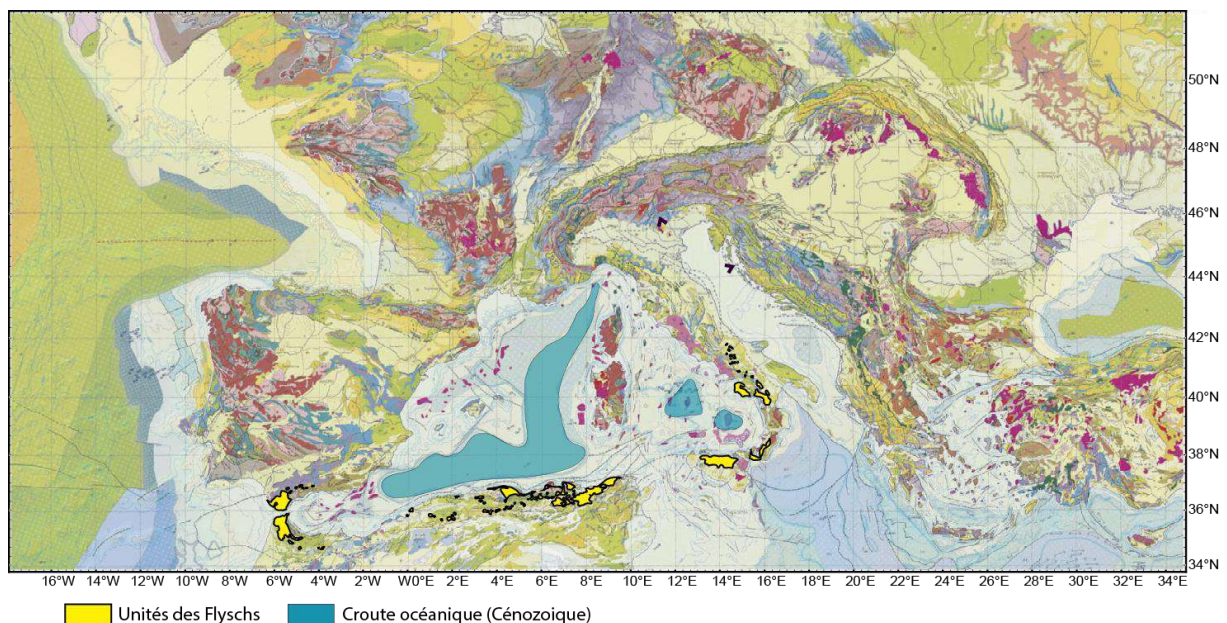


Figure 6: Carte géologique de la Méditerranée, et répartition géographique des affleurements de la formation du Numidien.

Les partisans d'une origine méridionale du « Numidien » se fondent 1) sur la morphologie des grains de quartz indiquant un transport éolien, 2) les âges U-Pb des zircons et 3) l'extrême homogénéité des caractéristiques pétrographiques des grès du Numidien, indiquant une source elle-même homogène et/ou plusieurs recyclages successifs du matériel détritique.

La pétrographie des grès du Numidien, tirée de la littérature, reportée dans un diagramme Quartz-Feldspaths-Fragments lithiques (QFL) montre qu'ils contiennent une proportion élevée de quartz similaire aux flyschs créacés des séries massyliennes et maurétaniennes (Fig. 7). Ce sont des quartzarénites, subarkoses et sublitharénites issues donc, de l'érosion d'un domaine cratonique et/ou d'un contexte d'orogène de collision.

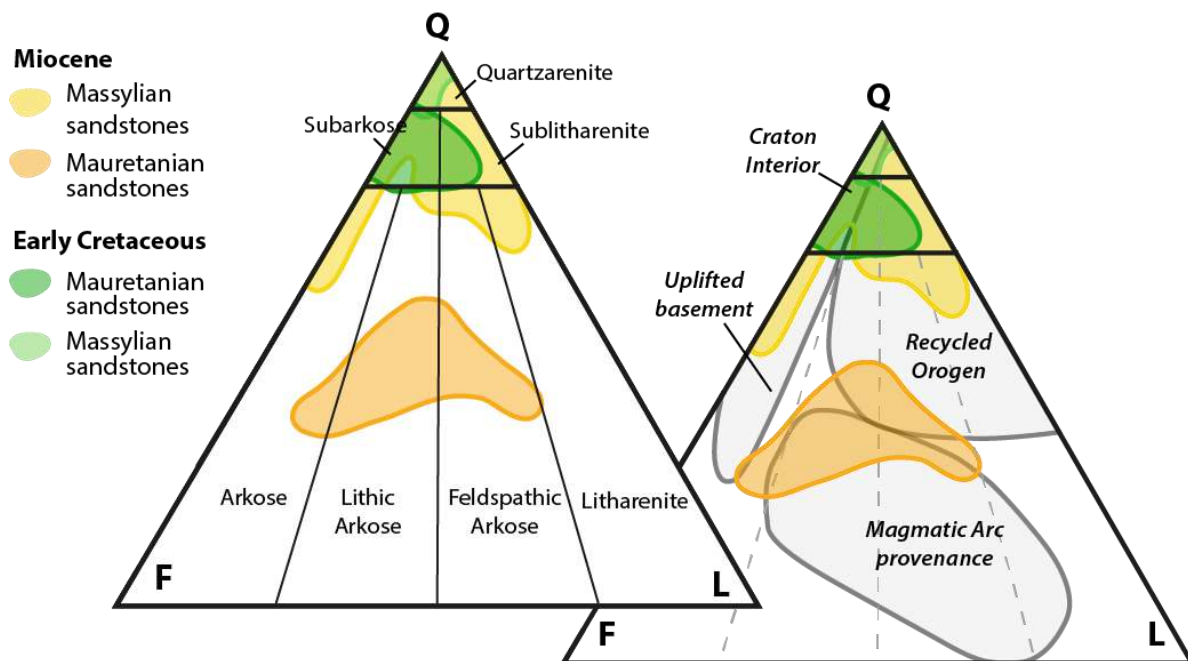


Figure 7: Diagramme QFL représentant la composition pétrographique des unités de flyschs maurétaniens et massyliens du Crétacé inférieur (identique à la Fig. 5) et du Miocène inférieur d'après Guerrero et al. (1992) ; Thomas et al. (2010), pour la formation massylienne du Numidien, en Sicile, en Tunisie et en Italie du Sud et Zaghoul et al. (2002) pour les formations maurétaniennes de Beni-Ider et Algeiras (classification d'après Folk, 1980 et Dickinson, 1985).

La localisation d'une source claire ou la trace d'un paléo-système fluvial à l'origine de ces grès qui pourrait valider de façon certaine l'hypothèse d'une source africaine, n'ont pas pu être identifiés jusqu'à présent. La formation du delta de Fortuna en Tunisie a longtemps été envisagée comme un point d'approvisionnement des sables Numidiens. En effet, cette formation détritique grossière déposée entre l'Oligocène et l'Aquitainien (van Houten et al., 1980, Yaich et al., 2000) pourrait être le point de connexion entre le bassin des Flyschs et la plateforme saharienne. Cependant, selon Yaich et al. (2000) le diachronisme entre le dépôt des grès du Numidien qui début à l'Oligocène moyen, et la décharge gréseuse dans la formation de Fortuna à l'Aquitainien, invalide les grès de Fortuna comme source potentielle.

L'hypothèse septentrionale, quant à elle, se fonde sur des mesures de directions de courants depuis le N-NNW (Parize et al., 1986, El Mahressi, 1992 ; Yaich, 1997 ; Fildes et al., 2010 ; Sami et al., 2010) et des considérations pétrographiques et géochronologique indiquant des sources métamorphiques de haut grade voire plutonique suggérant les unités AlCaPeKa comme sources principales (Sami et al., 2010). La pertinence des données de paléo-courants pour contraindre la direction générale des apports sédimentaires est discutable. En effet, comme cela a été mis en avant par Hoyez (1989) et Thomas et al. (2010), les directions de courant peuvent varier de 180° entre deux localités voisines et les directions mesurées localement ne représentent pas nécessairement la direction d'apport régionale.

La durée du débat sur la source du Numidien prouve qu'aucun des arguments proposés ne permet de trancher définitivement entre ces deux sources. Les arguments majeurs en faveur d'une source Africaine que je retiens sont: l'existence de séries de composition mixte (séries mérinides) et la différence de pétrographie entre les séries Massyliennes et Maurétaniennes qui indiquent l'existence de sources géographiquement distinctes.

Les âges U-Pb sur zircons obtenues dans les roches de socle du bloc AlKaPeCa sont caractérisées par des populations entre 350 et 250 Ma et entre 40 et 25Ma qui ne sont pas présentes en Afrique (Thomas et al., 2010). Les unités de socle en Afrique sont, elles, caractérisées par une population paléoprotérozoïque (~2Ga), et une population néoprotérozoïque supérieur à cambrien (650-550 Ma) (Thomas et al., 2010).

Les âges U-Pb obtenus sur les zircons détritiques appartenant aux séries Numidiennes forment des populations d'âge Paléoprotérozoïque, 1830 ± 100 Ma (Lancelot et al., 1977), 1750 ± 100 Ma (Gaudette et al., 1975) et Néoprotérozoïque à Cambrien à 514 ± 19 Ma et 550 ± 28 Ma (Fildes et al., 2010). Ces âges indiquent une source africaine et en particulier, provenant du Craton Ouest Africain marocain (Thomas et al., 2010 et références associées). La majorité des données géochronologiques disponibles et discutées par Thomas et al. (2010), sur le Numidien datent néanmoins en majorité des années 70. De plus, elles sont trop peu nombreuses et ponctuelles pour permettre une étude rigoureuse sur l'origine de ces zircons (Lancelot et al., 1977 ; Gaudette et al., 1975, 1979 ; Fildes et al., 2010).

2.2.2. Les grès Maurétaniens

Les grès tertiaires maurétaniens sont représentés dans les Cordillères des Bétiques et du Rif par les unités d'Algeciras et de Beni-Ider. Comme pour les unités décrites précédemment, la composition pétrographique et chimique de ces grès est un des arguments principaux utilisé pour définir leur provenance. Les grès Miocène inférieur à Oligocène inférieur de la série Maurétanienne (de Capoa et al., 2007) se caractérisent par une faible maturité, par la présence de matériel carbonaté et de

fragments de roches métamorphiques ou magmatiques (Pendon y Polo, 1975 ; Puglisi et al., 2001 ; Zaghoul et al., 2002). Ces grès sont des arkoses-lithiques ou arénites-feldspathiques moins homogènes que leurs homologues du Crétacé inférieur ou que ceux des séries massyliennes (Fig. 7). La source de ces grès est généralement décrite comme étant un socle métamorphique associé à une couverture carbonatée, et des roches magmatiques. Les compositions pétrographiques de ces grès disponibles dans la bibliographie, reportées dans un diagramme ternaire QFL, sont mixtes et indiquent une source provenant d'un domaine orogénique ou d'un arc magmatique « démantelé » c'est-à-dire à un stade avancé de son évolution (Fig. 7). Cette composition est assez différente de celle des sables modernes issus de l'érosion des Cordillères Bétiques plus riches en fragments lithiques ou en quartz selon les localités et qui appartiennent plutôt à la catégorie des litharénites (Critelli et al., 2003). De la même façon que pour les séries maurétaniennes du Crétacé inférieur, les niveaux de brèches Crétacé supérieur de la série de Beni-Ider dans le Rif contiennent des clastes issus de la dorsale calcaire tandis que le contenu des brèches du même âge dans les séries massyliennes a une origine différente (Wildi, 1983). Ces grès ont donc une origine, significativement différente de celle des grès du Numidien, admise comme étant les unités d'AlKaPeCa.

Dans les Bétiques et le Rif, l'unité des Malaguides-Sebtides est généralement considérée comme la source du matériel métamorphique qui compose les niveaux de turbidites et de conglomérats, des grès Maurétaniens de l'Oligo-Miocène (Zaghoul et al., 2002 ; Varas-reus et al., 2017).

La formation Ciudad Granada des Bétiques et son équivalent, la formation Fnideq dans le Rif (CG-Fnideq) (Tableau 1 ; Chapitre 4), transgressives sur les zones internes, sont aussi alimentées par les zones internes (Durand-Delga et al., 1993 ; Lonergan et Mange-Rajetzky, 1994 ; Zaghoul et al., 2002). Ces unités peuvent être considérées comme un équivalent latéral des flyschs maurétaniens tertiaires d'Algeciras et de Beni-Ider. La continuité entre les flyschs et la formation de CG-Fnideq n'est pas observable sur le terrain mais ces deux formations sont d'âge stratigraphique équivalent. On retrouve aussi dans la formation CG-Fnideq des niveaux conglomératiques et turbiditiques similaires à ceux de la formation d'Algeciras-Beni Ider (Serrano et al., 2006).

Bien que le débat sur la source des grès maurétaniens soit moins important que celui sur les séries Numidiennes, l'étude de Martín-Algarra et al. (2000) sur la provenance des clastes magmatiques et métamorphiques appartenant à la formation de CG/Fnideq a ouvert un débat sur la provenance de ces sédiments (Olivier et al., 1979 ; Martín-Algarra et al., 2000 ; Gigliuto et al., 2002 ; Olivier and Paquette, 2018). Les conclusions de cette étude, en contradiction avec l'hypothèse d'Olivier et al. (1979) qui proposait les unités Alpujarrides comme source de ces roches plutoniques et magmatiques, laissent penser que le matériel détritique à l'origine des formations CG/Fnideq provient d'un domaine continental aujourd'hui disparu (Martín-Algarra et al., 2000) plutôt que de l'unité des Malaguides. En effet, le contenu magmatique des conglomérats de CG/Fnideq mais aussi

de l'unité de Beni-Ider/Algeciras ne peut pas être attribué dans son ensemble à l'unité de Malaguide dans laquelle aucune roche magmatique observée ne possède la composition adéquate. L'étude de Varas Reus et al. (2017) considèrent aussi les zones internes comme source la plus probable sans pouvoir discriminer entre une source « Malaguide » et/ou d'une unité aujourd'hui disparue.

2.3. Conclusions sur les modèles existants

Malgré les nombreuses études sur le sujet, des incertitudes demeurent sur la paléogéographie et la nature des sources des flyschs. Ces ambiguïtés sont dues à la complexité géodynamique de ce domaine géographiquement restreint, à la faible quantité de données existantes ainsi qu'à la nature de ces données dont l'interprétation est équivoque. Les arguments majeurs en faveur d'une source africaine que l'on peut garder en mémoire sont: l'existence de séries de composition mixte (séries mérinides) et la différence de pétrographie entre les séries Massyliennes et Maurétaniennes qui indiquent l'existence de sources géographiquement distinctes (Afrique et ALKaPeCa).

La pétrographie ne permet pas de discriminer définitivement entre les sources possibles des flyschs mais elle permet de pointer les différences ou les ressemblances entre ces deux séries. Les données de direction de courant comme discuté dans Thomas et al. (2010) ne sont pas des données suffisamment robustes. Les données pétrographiques, combinées à d'autres méthodes comme les analyses isotopiques, la composition et la chimie des argiles, ou les datations des grains détritiques sont plus pertinents mais les données existantes sont trop peu nombreuses.

Les questions qui persistent sont entre autres:

- ❖ **Quelles sont les sources au Crétacé inférieur du matériel détritique déposé dans le bassin des flyschs ?**
- ❖ **Bien que l'origine africaine des grès Numidien soit très largement admise, est-il possible de préciser la source de ces grès ? la source est-elle uniquement africaine ?**
- ❖ **Peut-on identifier, parmi les différentes unités des zones internes, distinguer différentes sources ou une source spécifique, des grès maurétaniens ?**
- ❖ **Combinée aux données AFT et AHe obtenus dans le cadre général de cette étude quel est la paléogéographie aux étapes clés du Crétacé inférieur et du Miocène inférieur ?**

3. Synthèse des âges U-Pb d'Europe de l'Ouest et d'Afrique

3.1. Base de données d'âge U/Pb sur zircon

Pour répondre à ces questions, une étude géochronologique U-Pb sur zircons détritiques appliquée aux séries de Flyschs a été réalisée autour de l'arc de Gibraltar à l'ouest des Cordillères Bétiques et dans le Rif. Afin de proposer une reconstruction des sources des sédiments sur la base de données géochronologique U-Pb sur zircon il est nécessaire de connaître au préalable la signature géochronologique des massifs, sources potentielles des zircons ainsi que leur paléogéographie.

Dans un premier temps, j'ai donc compilé les âges disponibles dans la littérature afin de caractériser les spécificités et les ressemblances entre ces différentes sources potentielles, afin de comparer avec mes nouvelles données U-Pb.

L'amalgamation du supercontinent Gondawana est le résultat d'un long processus impliquant plusieurs fermetures de domaines océaniques, collisions arc-continent et de collisions intra-continenteles entre 750 et 500 Ma pendant les orogénèses Cadomienne et Panafricaine. Les futures unités d'Avalonia sont alors situées au nord du craton ouest africain (WAC) et du Craton Amazonien (Fig. 8). La fragmentation du Gondwana débute autour de 480 Ma avec l'ouverture de l'océan Rhéique qui en Europe, sépare les unités d'Avalonia du reste du Gondwana.

L'histoire géodynamique pendant le Paléozoïque a été décrite de façon plus détaillée dans le Chapitre 2. Les datations U-Pb sur zircon détritiques sont très utilisées dans la construction de ces modèles paléogéographiques. Ces données permettent en effet, si les signatures d'âges sont suffisamment différentes d'une région à une autre, d'apprécier les directions de drainage sédimentaires à grande échelle ou la position relative d'un domaine continental par rapport à un autre. Dans ces reconstructions, des interrogations persistent sur le nombre, et la position des différentes unités continentales situées au niveau de la marge Nord-gondwanienne à la fin de l'orogénèse Cadomienne-Panafricaine et avant la fermeture de l'Océan Rhéique (Fig. 8). Grâce aux quantités importantes de datations U-Pb sur zircon réalisées ces dernières années, il a été possible de définir la signature U-Pb sur zircon propre à différentes régions qui ont subies des histoires géodynamiques différentes. La Figure 8, montre les gammes d'âge définies pour le WAC, le métacraton Saharien et le craton Nubien Ces âges sont fondées sur les synthèses de Nance and Murphy (1994), Linnemann et al. (2004, 2007) ou encore Díez Fernández et al. (2010).

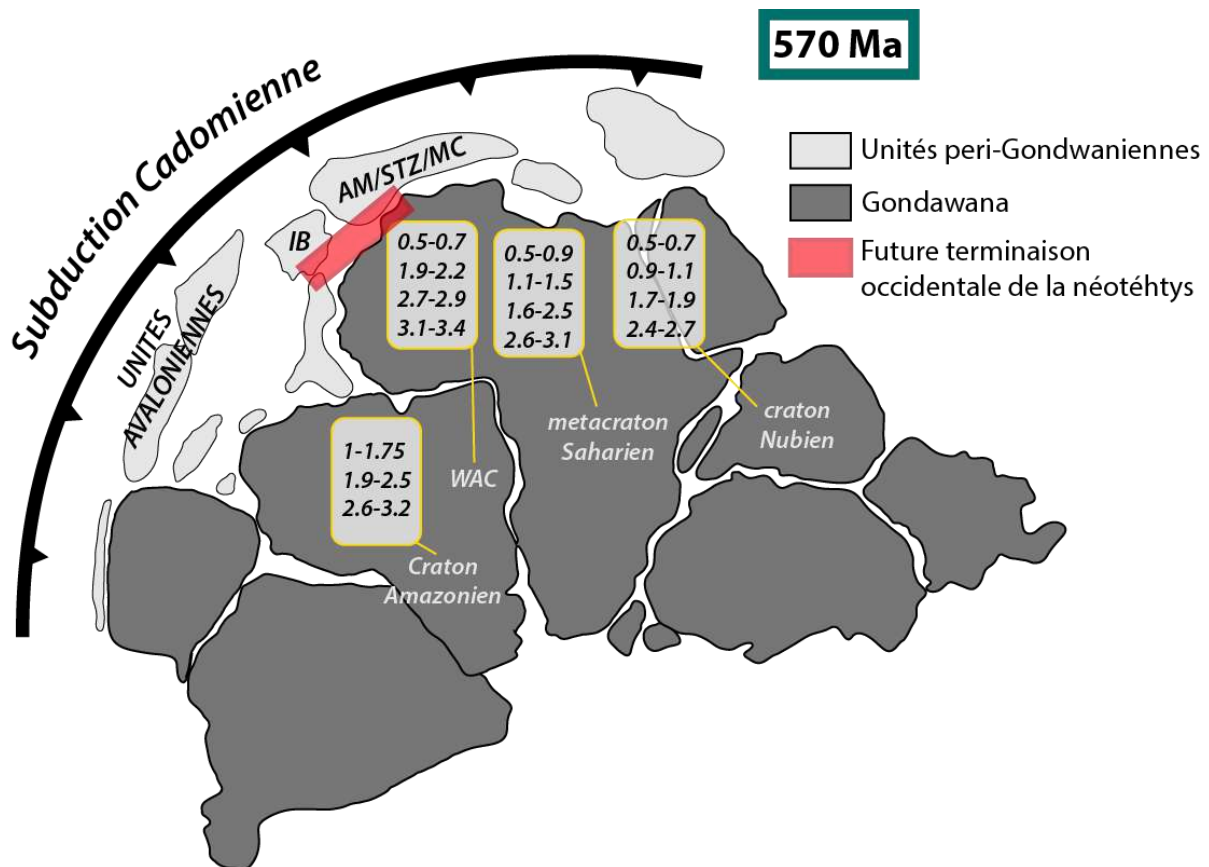


Figure 8: Paléogéographie simplifiée de la marge nord-gondwanienne à la fin du Néoprotérozoïque (570Ma). Cette reconstitution présente la position supposée des unités nord-gondwaniennes (IB: Ibérie, AM: massif armoricain, STZ: zone saxo-thuringienne, MC: massif centrale). Les gammes d'âges représentées dans les encadrés jaunes représentent les âges U-Pb représentatifs des principales zones cratoniques (Nance and Murphy (1994) ; Linnemann et al., 2004, 2007 ; Díez Fernández et al., (2010).

Pour les besoins de cette étude, nous avons réalisé une synthèse du même type mais spécifique à la zone étudiée. Cette synthèse rassemble des données d'âge U/Pb sur zircon sur l'ensemble de l'Afrique du Nord, de la partie Sud et centrale de l'Ibérie, de la Corse et de la Sardaigne. La partie ouest du continent africain, et l'Ibérie représentent les zones les mieux documentées (Fig. 9).

Cette compilation est en partie extraite de la synthèse réalisée par Stephan et al. (2018) et des articles ci-dessous. Les zones sources potentielles forment deux grands ensembles géographiques, une zone Nord, correspondant aux terrains appartenant actuellement à l'Europe de l'Ouest et une zone nord-Africaine.

Les âges U-Pb en Europe de l'Ouest ont été regroupés par sous-domaines géographiques définis comme suit:

- 1) **les unités situées sur la plaque Ibérique** (Pereira et al., 2012a,b,c ; Pereira et al., 2016 ; Carracedo et al., 2009 ; Talavera et al., 2012, 2013, 2015 ; Linnemann et al., 2008, 2011 ; Fernandez Suarez et al., 2014; Orejana et al., 2015 ; Gutierrez-Alonso, 2015 ; Martinez et al., 2016 ; Dinis et al., 2016 ; 2017 ; Perez Caceres et al., 2017) ont été regroupées avec la **Corse**

et la Sardaigne (Rossi et al., 2006 ; Giacomini et al., 2006 ; Avigad et al., 2012 ; Gaggero et al., 2017).

- 2) les unités appartenant au bloc **AlKaPeCa** (Micheletti et al., 2008 ; Hammor et al., 2006 ; Peucat, 1996 ; Bruguier, 2017 ; Rossetti et al., 2010 ; Zeck, 1999, Zeck and Whitehouse, 2002 ; Sánchez Rodríguez, 1998 ; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000 ; Zeck and Williams, 2001 ; Esteban et al., 2011b, 2017 ; Jabaloy-Sanchez et al., 2018).

Les données géochronologiques au nord de l’Afrique ont également été séparées en plusieurs sous-ensembles géographiques avec d’ouest en est:

- 1) Une région NW-Africaine, qui regroupe **les zones externes du Rif** (Pratt et al., 2015), **la meseta Marocaine** (Oukemeni, 1997 ; Essaifi et al., 2003 ; Marzoli et al., 2017), la chaîne des **Mauritanides** (Gärtner et al., 2013), **l’Atlas moyen** (Pratt et al., 2015) et **l’anti-Atlas Marocain** (Inglis et al., 2004 ; D’Lemos et al., 2006 ; Abati et al., 2010 ; Walsh et al., 2012 ; Avigad et al., 2012 ; Karaoui et al., 2015 ; Davies et al., 2017 ; Pérez-Cáceres et al., 2017), **le bouclier de Reguibat** (Peucat et al., 2005 ; Talavera et al., 2012 ; Schofield et al., 2010, 2012 ; Leprêtre et al., 2015) et le **bloc de Sehoul** (Pérez-Cáceres et al., 2017)
- 2) Une région centrale, représentée par le **métacraton saharien** (Meinhold., 2011 ; Talavera et al., 2012 et références associées ; Altumi et al., 2013) en Lybie et en Egypte et la région du **Hoggar** en Algérie (Peucat et al., 2003 ; Linnemann et al., 2011).
- 3) **La région du craton Nubien** (Kolodner et al., 2006, 2009 ; Avigad et al., 2003, 2015)

L’ensemble des données U-Pb publiées dans les articles cités ci-dessus est présenté sous forme de diagrammes de distribution KDE (Kernel Density Estimate) réalisés à l’aide du code R *provenance* () développé par Vermeesch et al. (2016) (Figures 10, 11 et 12). Cette méthode de représentation permet une meilleure visualisation des données lorsque l’on s’intéresse à un nombre important d’échantillons comme c’est le cas ici. Les populations décrites ci-après ont été définies avec le logiciel DensityPlotter (Vermeesch et al., 2012). La majorité des données proviennent de roches détritiques (Afrique du Nord et Ibérie) et d’autres de séries métamorphiques, en particulier pour les unités appartenant aux unités d’AlKaPeCa ou Européenne. En plus des âges U-Pb issus de roches détritiques, j’ai aussi reporté dans ces figures, les âges U-Pb sur zircon sur roches magmatiques. Les âges U-Pb discordants ont été écartés dans la majorité des cas et le signal obtenu est donc représentatif des différents évènements de cristallisation de zircon.

Les diagrammes KDE des figures 10, 11 et 12 permettent en plus de définir la signature U-Pb des sources potentielles des sédiments étudiés, de discuter les événements géodynamiques et magmatiques majeurs qui ont affectés l’Ibérie, l’Europe et le Nord de l’Afrique. Sur ces figures sont aussi reportés les grands évènements géodynamiques connus tel que décrits dans la littérature

(Rosas et al., 2008 ; Michard et al., 2008 ; Pastor-Galan et al., 2013 ; Youbi et al., 2013 ; Hefferan et al., 2014; Gärtner et al., 2013 ; Ikenne et al., 2017).

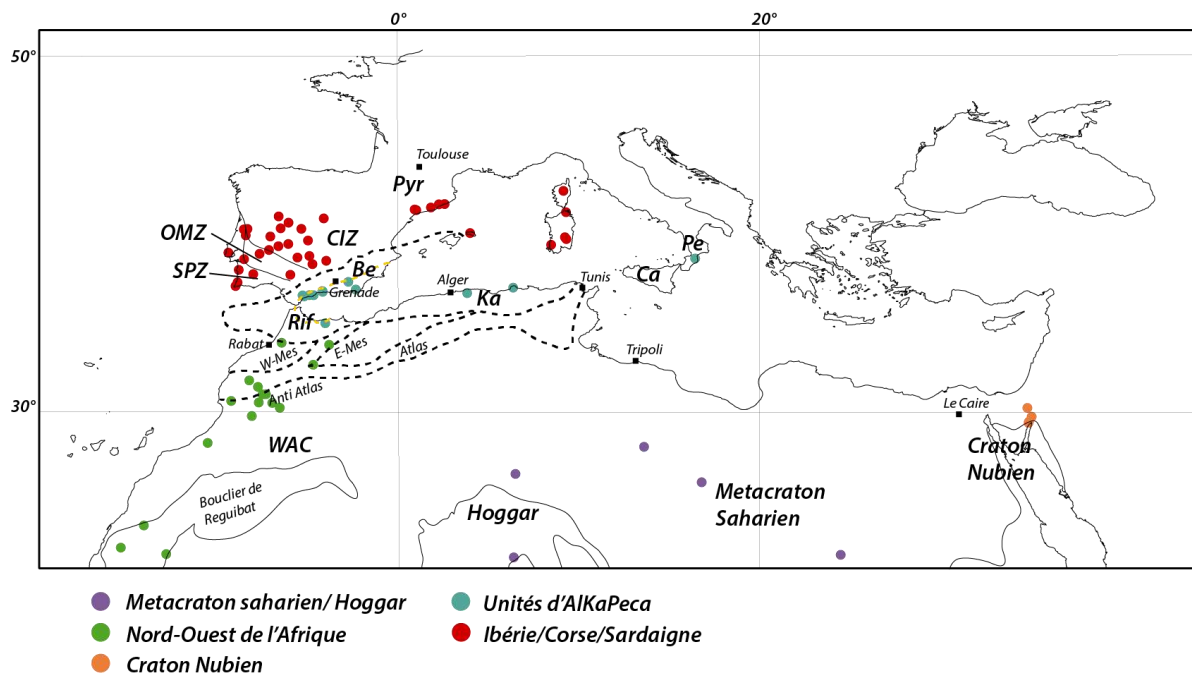


Figure 9: Carte du bassin méditerranéen. Localisation des données utilisées pour constituer la synthèse bibliographique présentée dans ce chapitre. Les pointillés noirs indiquent les fronts de déformation liés aux chaînes de l'Atlas, des Bétiques, du Rif et des petites et grandes Kabylies. La ligne pointillée jaune correspond à la limite entre zone internes et zones externes dans l'arc Betique-Rif.

Pour homogénéiser les données U-Pb sur zircon détritiques tirées de la bibliographie et les comparer avec nos données, les données ont été sélectionnées selon différents critères. Les grains dont la discordance était inférieure à 10% ont été écartés. Les âges in-situ obtenus sur des roches magmatiques ou métamorphiques de haut grade sont typiquement ponctuels et ne sont donc en général pas associés à une distribution. Quand cela était possible, nous avons regroupé les âges d'une même région pour obtenir un nombre de grains statistiquement représentatif. Dans le cas des zircons détritiques, le nombre de grains analysés est généralement suffisant pour chaque échantillon pour définir des populations. Enfin, les méthodes d'analyse utilisées varient d'une étude à l'autre mais il a été montré que l'utilisation de la méthode par LA-ICPMS ou du SIMS n'impactait pas suffisamment la précision des mesures pour effectuer une étude de provenance.

3.2. Ages U-Pb des sources Africaines

Le NW de l'Afrique a été en partie affecté par l'orogénèse hercynienne (Meseta, Mauritanides). Dans ces deux régions, les âges U-Pb sur zircons magmatiques disponibles se regroupent autour de 600Ma, 300-350Ma et 400-450Ma et (Fig. 10). Ces âges reflètent les orogénèses Panafricaine et Hercynienne

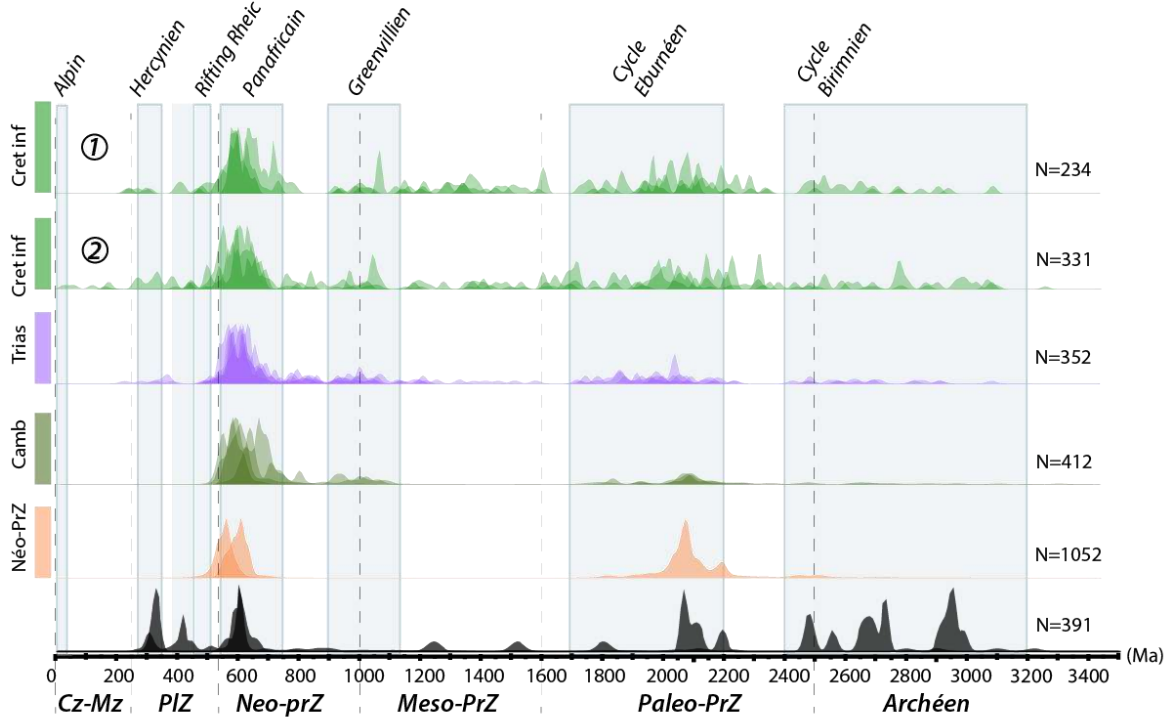
Michard et al. (2008) pour les deux premiers pics et la fermeture de l'océan Iapetus pour le dernier (Murphy et al., 2010 ; Gärtner et al., 2013). Toujours au NW de l'Afrique, les zones de socle, Protérozoïque à Paléozoïque présentent des populations de zircons marquant les orogènes Panafricains entre 550Ma et 650Ma, Eburnéenne autour de 2.0-2.2 Ga et un cortège de zircons entre 2,45Ga et 3,0Ga liés à la formation du craton Archéen. Dans la région du Hoggar et du métacraton Saharien, deux populations sont observées, associées aux orogénèses Panafricaine et Eburnéenne (Fig. 10). Je n'ai pas en revanche pas compilé de données provenant de roches magmatiques du bouclier Nubien.

Concernant les roches sédimentaires, deux points communs entre toutes les zones sont observés dans tous les domaines:

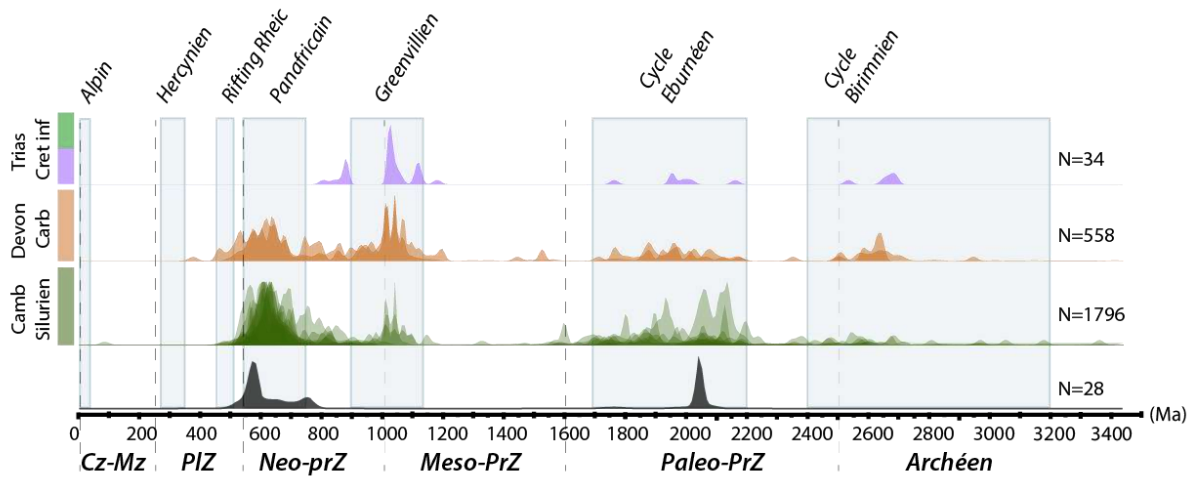
- La présence d'une population de zircons d'âge Panafricain (550-650 Ma) dans les sédiments d'âge Néoprotérozoïque à Crétacé inférieur.
- La présence d'une population Grenvillienne plus ou moins importante (1000-1100Ma Ma) dans les sédiments Cambriens à Siluriens.

Bien que des zircons d'âge Protérozoïque et Archéen soient présents dans tous les sédiments étudiés, elle est particulièrement présente dans la zone du bouclier Touareg et dans l'Anti-Atlas mais quasiment absente dans la région du bouclier Nubien (Fig. 10). Le bouclier Nubien se caractérise aussi par l'absence d'âges entre 1200Ma et 1600Ma. Des zircons appartenant à cette gamme d'âge sont en revanche retrouvés dans les sédiments Trias et Crétacé inférieur du craton ouest-africain et dans une moindre mesure dans les sédiments Cambrien à Carbonifère du Hoggar et du métacraton saharien. Ces âges mésoproterozoïques sont caractéristiques des continents Laurussia et Amazonia (Stephan et al., 2018).

Nord-Ouest de l'Afrique



Hoggar/Lybie



Craton Nubien

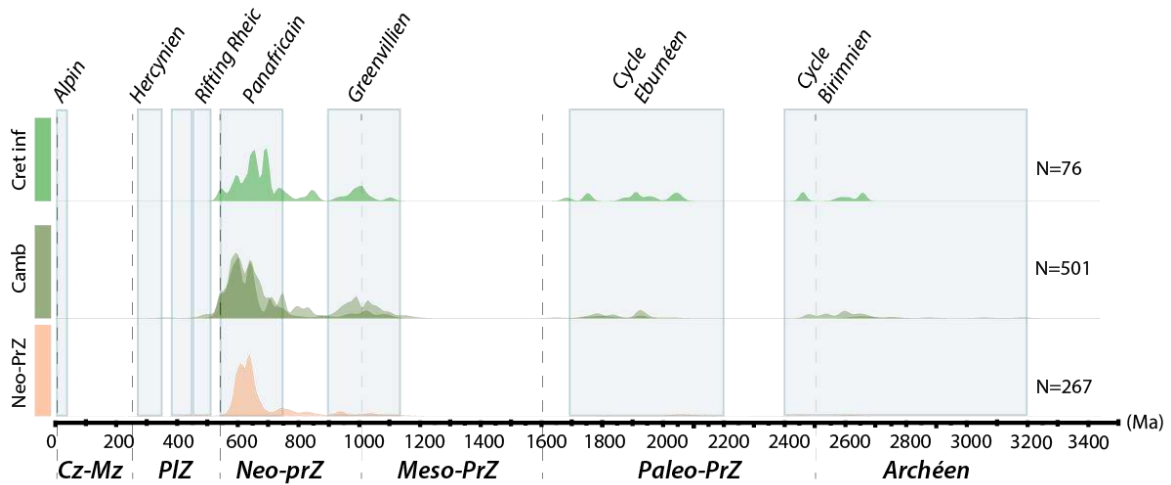


Figure 10: Distribution des âges U-Pb sur zircons compilés d'après la littérature pour la région du craton Nubien, du Hoggar et de la Lybie et du NW de l'Afrique. En noir, les données in-situ sur roches magmatiques ou affectées par un métamorphisme de haut grade. Les courbes de couleurs représentent les données disponibles sur les roches sédimentaires classées par âges stratigraphiques. Les KDE ont été réalisés avec le code R « provenance () » (Vermeesch et al., 2016), les séries de données appartenant à une même région et d'un même âge ont été représentées par des courbes de distribution distinctes superposées. Une bandwidth fixe de huit a été choisie pour toutes les courbes KDE de cette étude (N=nombre de grains total).

Les échantillons d'âge Crétacé inférieur du bouclier Nubien ne montrent pas de zircons plus jeunes que le Panafricain ce qui indique un recyclage exclusif de sédiments d'âge Protérozoïque. Au Maroc, les échantillons Crétacé inférieur datés par Leprêtre (2015) et Pratt et al. (2015) dans les unités du Jebel-Tisiren et de Ketama ne montrent que de rares grains hercyniens. L'érosion de la meseta marocaine et des maurétanides ne représentent donc pas une source importante des zircons hercyniens retrouvés dans les unités de Flyschs Maurétaniens.

3.3. Ages U-Pb des sources Européennes

Les terrains européens sont caractérisés par la quasi-absence de zircons d'âge protérozoïque (Fig. 11). En Sardaigne et en Ibérie, les populations majeures sont centrées autour de 450-500Ma à la limite Cambrien-Ordovicien (Talavera et al., 2013 ; Gaggero et al., 2017). Cette population est associée à un événement magmatique Cambro-Ordovicien bien reconnu en Ibérie depuis les Pyrénées occidentales (Castiñeiras et al. 2008) et au niveau de la zone Cantabrique et de la zone centrale Ibérique (Simancas et al., 2004 ; Talvera et al., 2012, 2013 ; Pastor-Galán et al., 2013). Cet événement magmatique reste mal expliqué mais son timing correspond aux derniers stades de l'orogénèse Cadomienne, à la subduction Cadomienne sous la marge nord Gondwanienne puis à au rifting lors de l'ouverture de l'Océan Rhéique (voir discussion dans Talavera, 2009 ; Abati et al.,

2010). La population autour de 300-350 Ma est liée au cycle orogénique Varisque. Enfin, des âges plus jeunes forment deux populations Permo-Trias autour de 250 Ma et une sous-population datée du Jurassique inférieur, autour de 180 Ma. La population Permo-Triasique peut être attribuée à un pulse thermique lié au début du rifting et à l'ouverture de la Néo-téthys. Les âges jurassiques eux sont synchrones du début de l'océanisation dans le domaine téthysien, et indiquent une remobilisation de matériel crustal (Rossi et al., 2006).

Les âges U-Pb sur zircons détritiques présentés dans la figure 11 proviennent de Sardaigne, de la Zone Centrale Ibérique (CIZ), de la Zone Sud Portugaise (SPZ), de la Chaîne Côtière Catalane (CCR) et de la Zone d'Ossa Morena (OMZ), ces zones étant géographiquement les plus proches de la zone d'étude. Ces résultats montrent, comme pour l'Afrique, une forte concentration d'âge Panafricains et un pic d'âge Grenvillien. Les sédiments Ibériques sont aussi marqués depuis le Néoproterozoïque par l'absence de grains ayant un âge compris entre 1200-1600 Ma et par un pic caractéristique à l'Ordovicien inférieur. Ce pic, est associé à un épisode magmatique décrit plus haut, synchrone de l'ouverture de l'océan Réhique. Ce pic est observé dans les sédiments Paléozoïques et persiste de façon plus diffuse au Mésozoïque

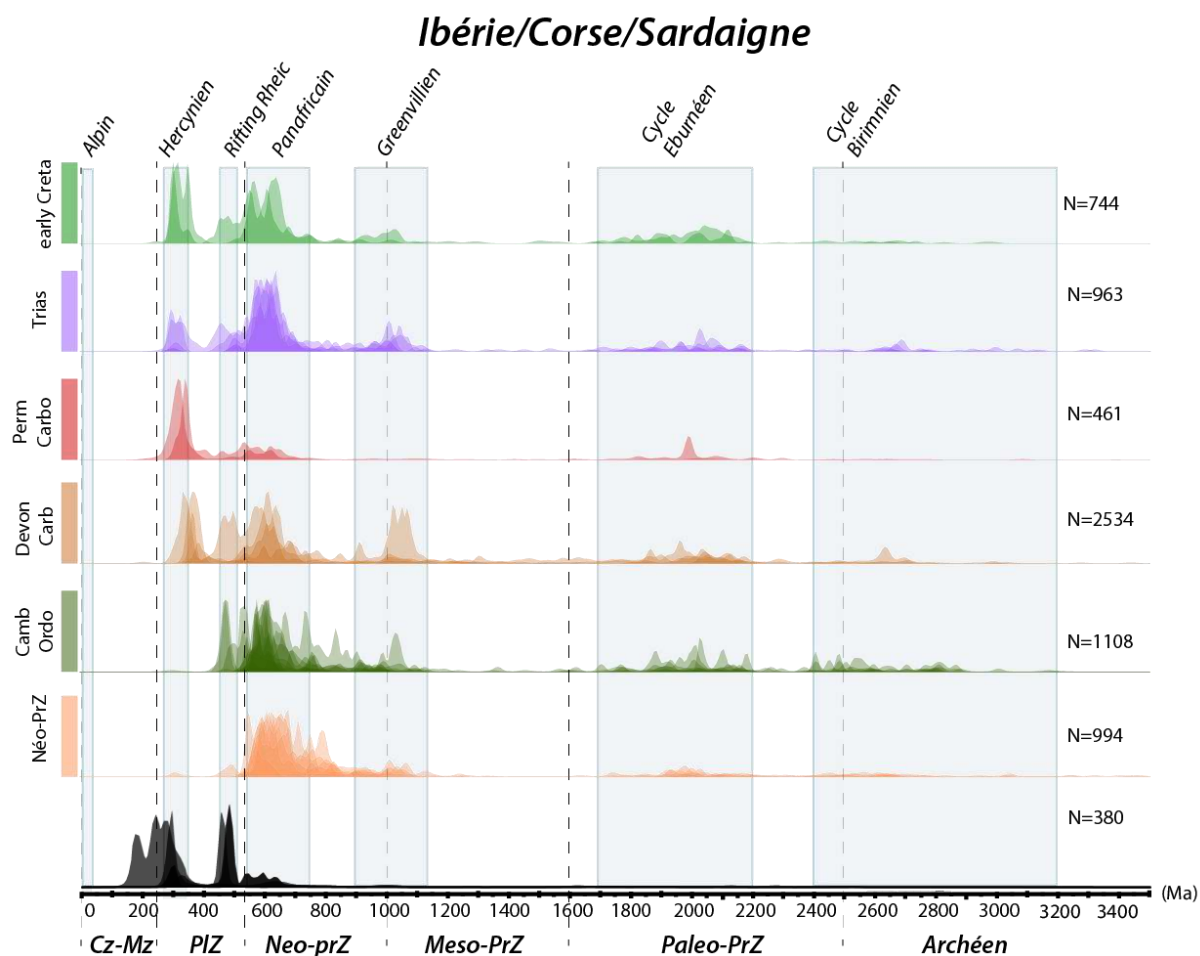


Figure 11: Distribution des âges U-Pb sur zircons compilés d'après la littérature pour l'Ibérie, la Corse et la Sardaigne. En noir, les données in-situ sur roches magmatiques ou affectées par un métamorphisme de haut grade. Les courbes de couleurs représentent les données disponibles sur les roches sédimentaires classées par âges stratigraphiques. Les KDE ont été réalisés avec le code R « provenance () » (Vermeesch et al., 2016), les séries de données appartenant à une même région et d'un même âge ont été représentées par des courbes de distribution distinctes superposées. (N=nombre de grains total).

Pour finir, une population hercynienne claire est observée dans les sédiments du Carbonifère supérieur jusqu'au Crétacé inférieur. Les sédiments Dévonien-Carbonifère montrent un pic de population vers 350 Ma potentiellement lié à une phase précoce de cette orogénèse. On retrouve du magmatisme hercynien de cet âge dans les Alpes autrichiennes au niveau de la fenêtre du Tauern (Eichhorn et al., 2000) et en Corse (Paquette et al., 2003 ; Rossi et al., 2006) et dans les zones d'Ossa-Morena et Sud Portugaise (compilation Simancas, 2004 ; Fig 1-10 Cochelin, 2016).

3.4. Ages U-Pb dans les unités ALKaPeCa

Les données compilées ici dans les unités d'ALKaPeCa proviennent de Calabre, des zones internes Kabyles, des Alpujarrides-Sebtides, des Nevado-Filabrides et des Malaguides. Les données sur les

Alpujarrides des Sebtides et de Calabre proviennent de sédiments métamorphisés et d'unités magmatiques métamorphisées elles aussi (dykes de pyroxénites, pegmatites, gabbros, granites). La répartition des âges dans ces unités est assez spécifique, les âges Panafricain sont peu représentés et les populations majoritaires sont tardi hercyniennes (~280-300Ma), jurassique (~180 Ma) et oligo-miocènes (20-30Ma) (Fig. 12 11 ?). Les âges Jurassiques sont probablement associés au rifting mésozoïque. Ils sont uniquement retrouvés dans l'unité Alpujarride.

Les âges jeunes Oligo-Miocène sont caractéristiques des unités d'AlKaPeCa. Des âges similaires sont aussi reportés dans les zones internes kabyles (Bruguier et al., 2017) et dans les Névado-Filabrides (Gómez-Pugnaire et al., 2004, 2012) mais n'ont pas été reportés dans la figure 12. Cette population Miocène inférieure est généralement attribuée à l'événement thermique ayant affecté les unités d'Alboran et de Kabylie et lié à l'extension arrière-arc dans cette zone. Aussi lié à la délamination lithosphérique, l'unité de Malaguide est intrudée par des dykes doléritiques datés de l'Oligocène au Miocène inférieur (Turner et al., 1999 ; Duggen et al., 2004 ; Esteban et al., 2013).

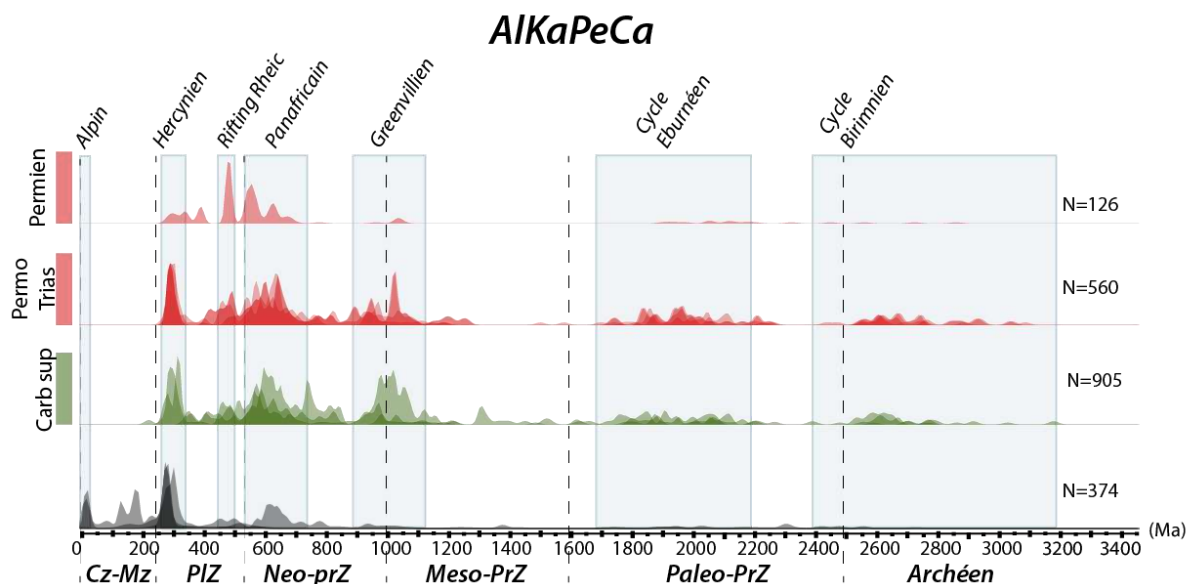


Figure 12: Distribution des âges U-Pb sur zircons compilés d'après la littérature pour les unités d'AlKaPeCa. En noir, les données in-situ sur roches magmatiques ou affectées par un métamorphisme de haut grade. Les courbes de couleurs représentent les données disponibles sur les roches sédimentaires classées par âges stratigraphiques. Les KDE ont été réalisés avec le code R « provenance () » (Vermeesch et al., 2016), les séries de données appartenant à une même région et d'un même âge ont été représentées par des courbes de distribution distinctes superposées. (N=nombre de grains total).

4. Analyses U-Pb sur zircon détritiques des unités de flyschs

4.1. Description des échantillons

Les unités de flysch que l'on retrouve dans l'ouest des Cordillères Bétiques et dans le Rif et ont été échantillonnées dans les formations massyliennes d'Aljibe et du Numidien et les formations maurétaniennes d'Algeciras et de Beni Ider (Fig. 13). D'autres formations détritiques silicoclastiques propres aux zones externes des Cordillères Bétiques ont aussi été échantillonnées comme la formation crétacée d'Ubrique ou le Paléogène et les séries du Crétacé inférieur des subbétiques.

Les échantillons ont été préparés pour analyse au laboratoire GET à Toulouse selon le protocole classique de broyage séparation décrits dans le Chapitre 4 de cette thèse. Les fractions contenant les zircons ont ensuite été analysés à l'UT Geo-and Thermochronometry Laboratory de l'université d'Austin au Texas.

Pour cette étude, 23 échantillons ont été analysés. La position stratigraphique et géographique des différents échantillons est indiquée sur la figure 13. Parmi ces 23 échantillons, dix ont été échantillonnés dans des séries dont l'âge de dépôt est Miocène inférieur. Ces échantillons appartiennent aux unités d'Algeciras/Beni-Ider (RON2, CPG4, M5) et d'Aljibe/Numidien (RON1,4,8, CPG2,6, M6) et aux subbétiques (RON3). Neuf échantillons proviennent des sédiments Crétacé inférieur des formations de Nogales, Camarote et Ubrique dans les Bétiques (CPG1, 7, RON5), et des formations du Djebel Tisiren (M3, 7, 10), de Meloussa-Chouamat dans le Rif (M1, 8) et un dernier appartient aux subbétiques centraux (VLP3), dans la région de Jaen qui n'a pas pu être représenté sur cette carte. Deux échantillons ont été prélevés dans des niveaux carbonatés détritiques d'âge Paléogène dans les subbétiques (RON10) et dans l'unité de type flysch d'Arguelles (CPG8). Pour finir, deux échantillons ont été prélevés dans les unités internes, le premier dans la formation des quartzites de Benarraba de l'unité Alpujarride et le second dans des niveaux de grès Devonien-Carbonifère de l'unité Malaguide.

Sur ces 23 échantillons, 3070 grains ont été analysés. Sur ces âges n'ont été sélectionnés que ceux dont la discordance ne dépassait pas la valeur seuil de 10%. Pour les âges inférieurs à 850Ma, la discordance reportée correspond à la discordance entre l'âge $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et l'âge $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$. Pour les âges supérieurs à 850Ma la discordance est mesurée entre les âges $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. L'âge reporté dans la colonne « best age » correspond à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les âges $>850\text{Ma}$, et à l'âge $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ dans les autres cas. Pour tous les échantillons hormis VLP3 (N=108), le nombre de grains est suffisant statistiquement pour discuter les provenances sédimentaires (Vermeesch, 2004).

Dans un premier temps, les échantillons ont été regroupés par âges stratigraphiques et par formation pour en identifier les populations caractéristiques et comparer les répartitions d'âge caractéristiques de chaque formation.

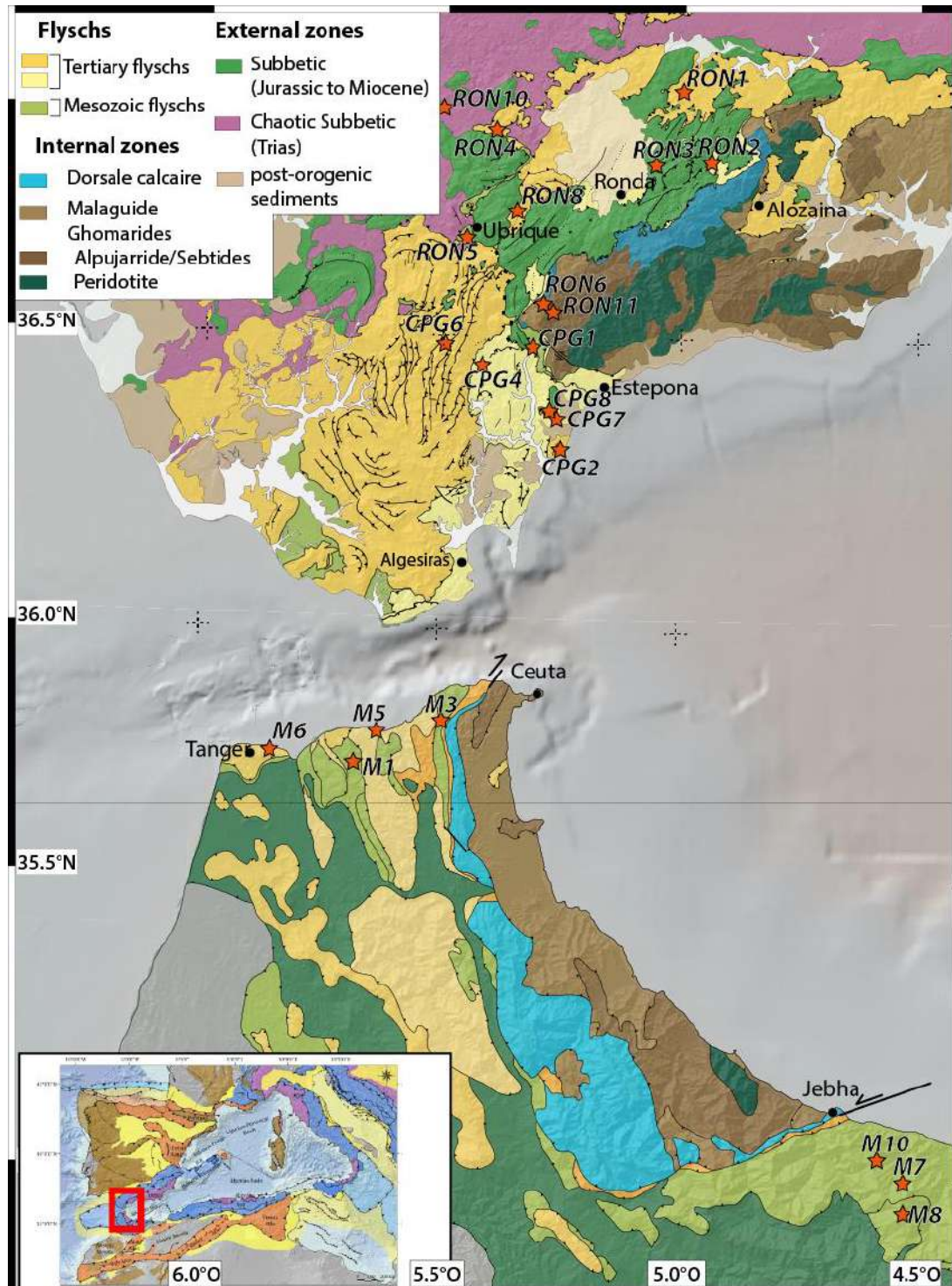


Figure 13: Carte géologique des Bétiques et du Rif, d'après les cartes géologiques au 1:50 000 pour l'Espagne et Zaghoul et al. (2002) pour le Rif. La localisation des échantillons analysés en U-Pb sur zircon est indiquée par les étoiles rouges.

4.2. Description pétrographique

Dans ce chapitre je décris, à partir de l'observation de lames minces, la composition pétrographique de 14 des échantillons de flysch. Les échantillons ont été sélectionnés dans les formations de flysch tertiaires d'Algèr et de Beni-Ider (CPG4, RON2, RON3, M5), d'Aljibe et du Numidien (CPG6, RON8, M6). Mais aussi dans les formations crétacées de Nogales, Camarote, Tisiren (CPG7, CPG1, M10), de Meloussa-Chouamat (M8), d'Ubrique et aux Malaguides (RON6). Enfin une lame mince a été réalisée sur l'échantillon crétacé inférieur des subbétiques centraux (VLP3). Quelques-unes de ces lames sont présentées sur les Figures 14 et 15.

Les échantillons CPG4 et RON2 et M5 (Fig. 14) se caractérisent par une granulométrie assez fine et une composition générale immature (Folk, 1968). Ils se composent en plus du quartz, en quantité substantielle, de muscovites, de feldspaths, et d'un ciment calcitique. Ces échantillons se caractérisent aussi par une altération assez poussée des feldspaths et des grains de quartz. Les ressemblances de premier ordre entre ces échantillons appuient leur appartenance à une même formation. Les échantillons des formations Numidienne et d'Aljibe sont essentiellement composés de quartz. La taille des grains dans ces échantillons est extrêmement variable. Une famille de grains de diamètre compris entre environ 200 μm à plus de 400 μm . Ces grains ont des morphologies très arrondies indiquant un transport éolien (Folk, 1968, Garzanti, 2017) bien que leur taille soit supérieure à la granulométrie moyenne des sables éoliens (Rodríguez-López et al., 2006). Ces grains se caractérisent aussi par leur structure caractéristiques liées au mode de déformation ductile du quartz comme par exemple la migration aux joints de grain (GBM), rotation de sous grains (SGR) ou du « bulging ». Ces différents modes de déformation sont caractéristiques de la température et de la quantité de déformation (Stipp et al., 2002) indiquant que certains des grains de quartz recyclés dans les turbidites d'échantillons numidiens ont atteint des températures supérieures à 500°C, avant le Miocène inférieur.

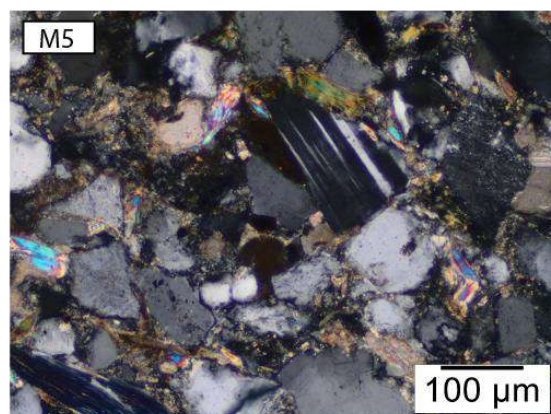
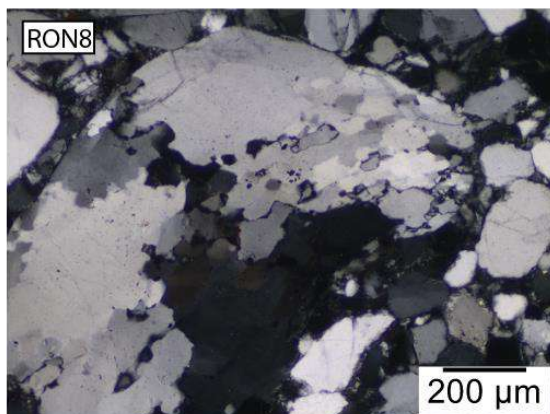
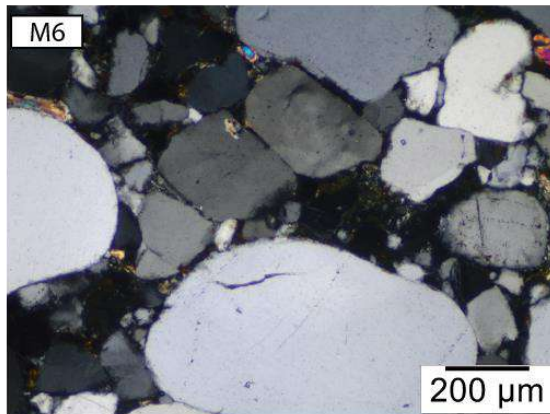
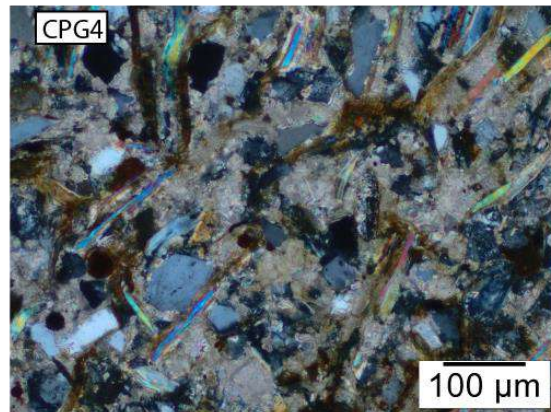
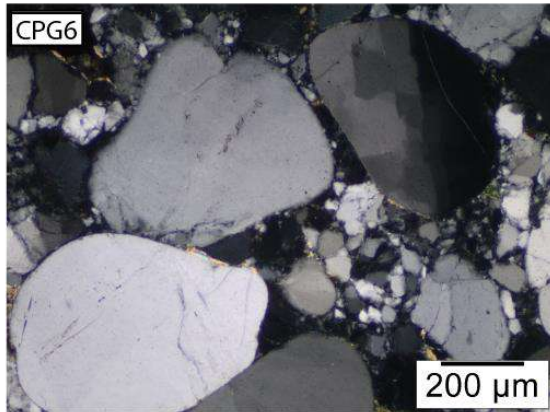


Figure 9: Photographies en LPNA des échantillons provenant des turbidites d'âge Miocène inférieur des formations massylienne et maurétanienne dans le Rif (M6, M5), et dans les Bétiques (CPG6, RON8, RON3, RON3).

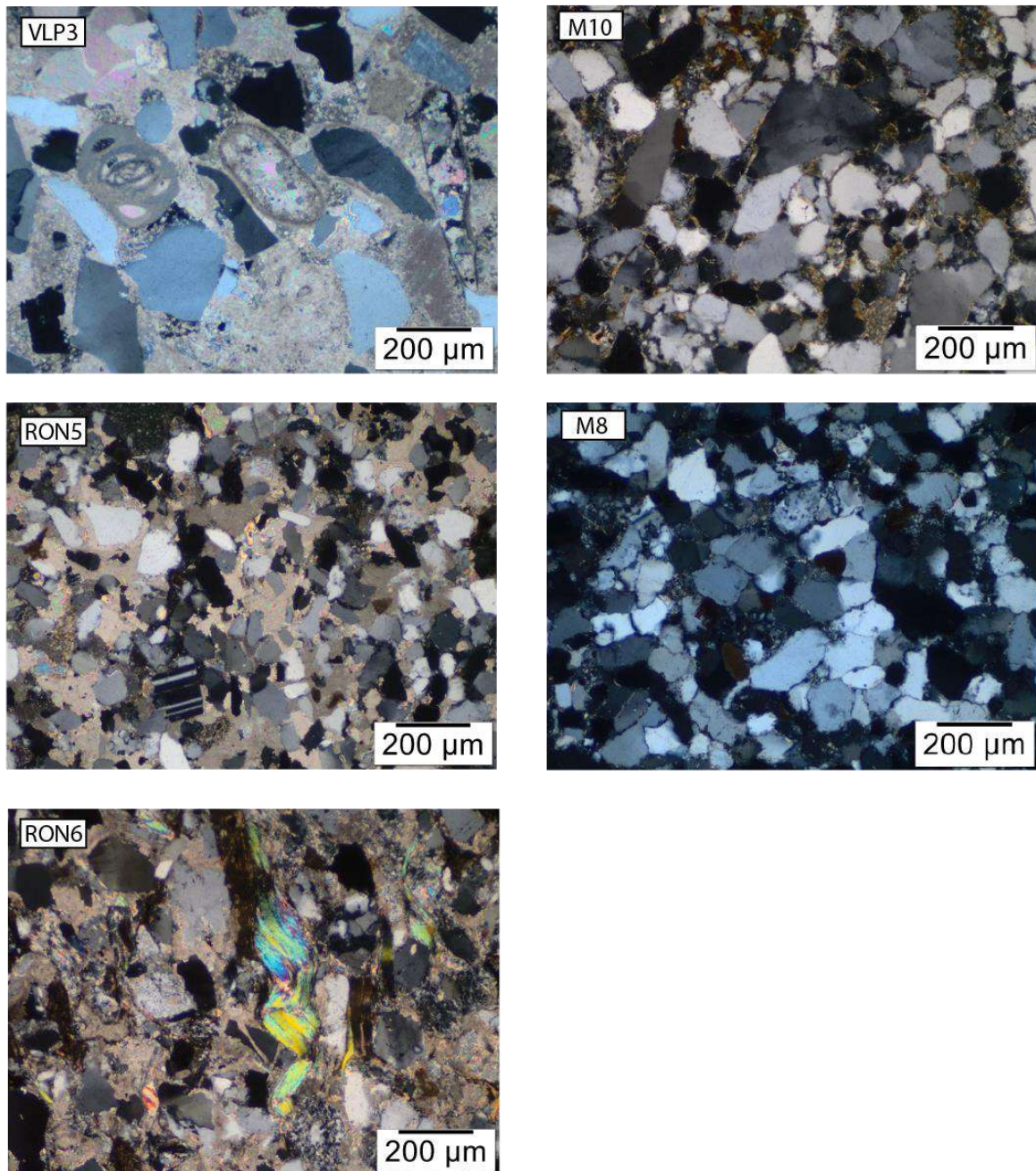


Figure 14: Photographies en LPNA des échantillons provenant des turbidites Crétacé inférieur des formations massylienne et maurétaniennes dans le Rif, (M8-M10) ; dans la formation d'Ubrique (RON5) et dans les Subbétiques centraux (VLP3) et dans les zones internes Bétiques (unité Malaguide (RON6)).

Les échantillons des formations massylienne et maurétanienne du Crétacé sont caractérisés par des compositions riches en quartz. Les grains sont assez jointifs, particulièrement pour M8, en raison de la recristallisation de quartz dans la porosité et aux limites de grains, probablement dues à des circulations de fluides. Pour l'échantillon M10, provenant de la formation du Jebel Tisiren, les grains

sont un peu moins jointifs, avec des microcristaux, probablement de muscovite entre les grains de quartz. La granulométrie est assez fine, la taille moyenne des grains de quartz n'est pas supérieure à 200µm et les grains sont plus anguleux que pour les échantillons numidiens. Certains grains de quartz montrent une déformation de type SGR (Fig. 10, échantillon M10) mais aucune étude exhaustive n'a été menée pour caractériser le degré de métamorphisme atteint par ces quartz.

Pour ce qui est des autres échantillons d'âge crétacé, RON5 (Fig. 15) présente de rares cristaux de feldspaths, et des grains de quartz anguleux de granulométrie assez fine. Le ciment est majoritairement carbonaté, probablement en partie secondaire et liée à l'altération des feldspaths et du quartz. VLP3 est très différent de ce que l'on a pu observer dans les autres échantillons de flyschs, ce grès se caractérise par la présence d'oolithes et d'autres concrétions calcaires non identifiées, de foraminifères planctoniques (Milioles). Ces turbidites sont probablement déposées dans un milieu assez proximal, remaniant des oolithes et milioles de la plateforme interne. Ces caractéristiques sont en accord avec la présence de bioturbations, de figures d'échappement de fluide et de fragments ligneux observables macroscopiquement.

Enfin, l'échantillon RON6 prélevé dans des grès Dévono-Carbonifères de l'unité de Malaguide se caractérise par une composition assez hétérogène, riche en quartz et feldspaths, compatible avec l'érosion de terrains magmatiques. Les muscovites syn-déformation, l'orientation préférentielle des minéraux et l'altération importante des grains de quartz et de plagioclase marquent la circulation de fluides chauds en accord avec le métamorphisme hercynien dans le faciès schistes verts ayant affecté les Malaguides.

4.3. Distribution des âges U-Pb sur zircons

4.3.1. Echantillons Cénozoïques

Les distributions des échantillons du Numidien (RON1,4,8, CPG2,6, M6) (Fig 15), sont assez similaires avec une population majeure Néoprotérozoïque (602 et 576Ma) (47 à 54%) et une population Paléoprotérozoïque entre 1870 et 2048 Ma (18-24%) et enfin une dernière population très minoritaire caractérisée par des grains archéens (~2500-3300 Ma) (<10%) (Fig. 16). Les âges inférieurs à 350 Ma sont quasiment absents des échantillons Numidiens, mais on note la présence de grains d'âge Miocène inférieur (~20-22Ma) dans l'échantillon RON4.

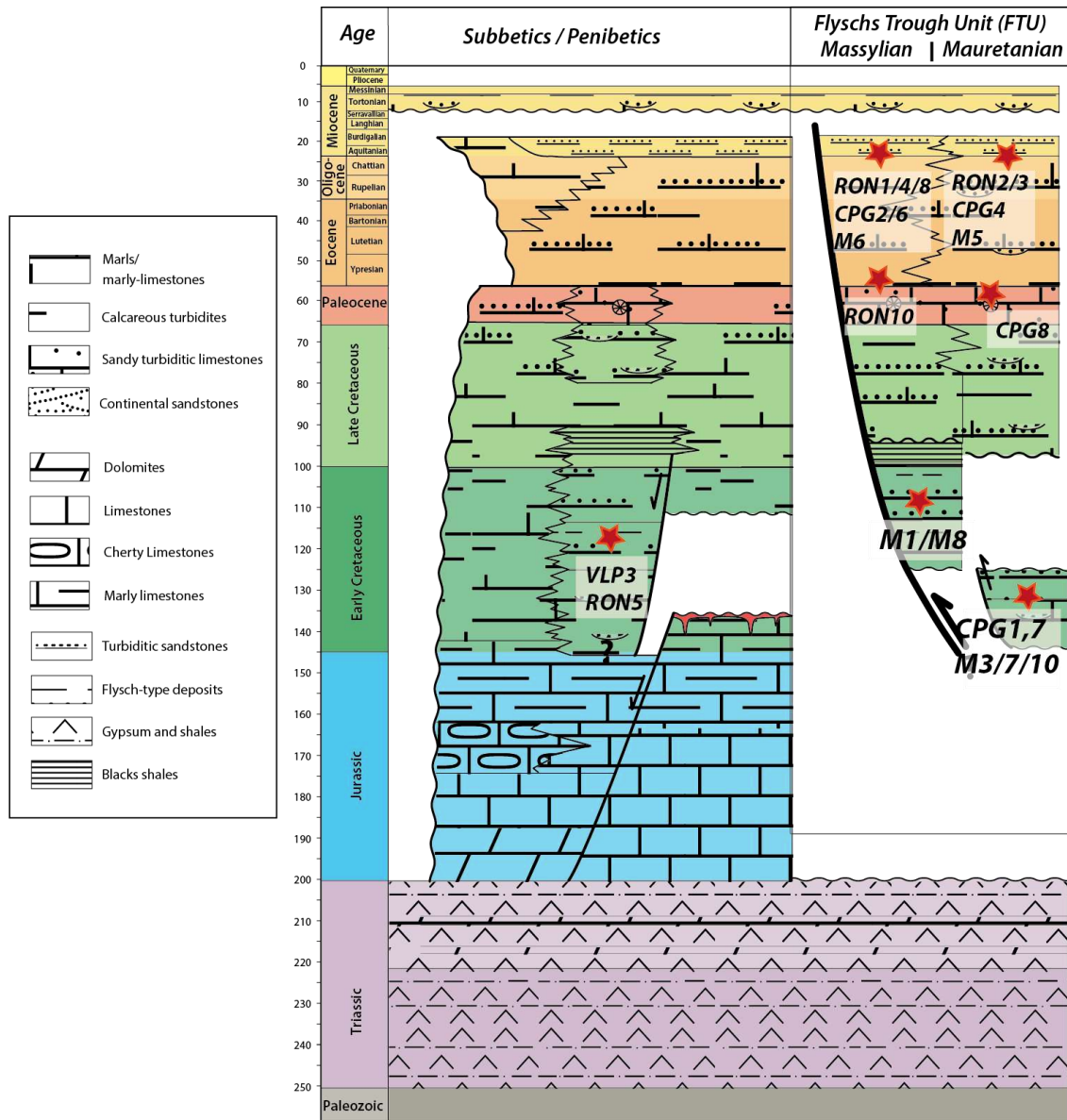


Figure 15: Stratigraphie des unités de flyschs et des zones externes des Bétiques et positions stratigraphique des échantillons mésozoïques et cénozoïques analysés (étoiles rouges). Les échantillons provenant du Rif ont été regroupés avec leurs homologues des Cordillères Bétiques.

La formation d'Algeciras/Beni Ider présente une variabilité interne plus importante. On retrouve dans ces échantillons, deux populations majeures, la première correspondant à l'orogénèse Panafricaine (522-612Ma), qui représente 38 à 53% des grains selon les échantillons et un deuxième d'âge Hercynien, (290-330Ma) qui représente entre 13 et 29% des grains. Les populations, archéennes et paléoprotérozoïques sont plus secondaires mais toujours présentes. Les échantillons CPG4 et M5 (Fig. 15) présentent une population remarquable à 34Ma (>10%). Cette population est absente des échantillons RON2 et RON3 qui se caractérisent par une population néoprotérozoïque (~1000 Ma). Dans le Chapitre 4, nous avons déjà considéré l'échantillon RON3 comme appartenant à

l'unité d'Algeriras (Fig. 15) et re-sédimenté dans la formation des argiles à blocs. Cette hypothèse est donc semble-t-il confirmée par sa signature U-Pb sur zircon.

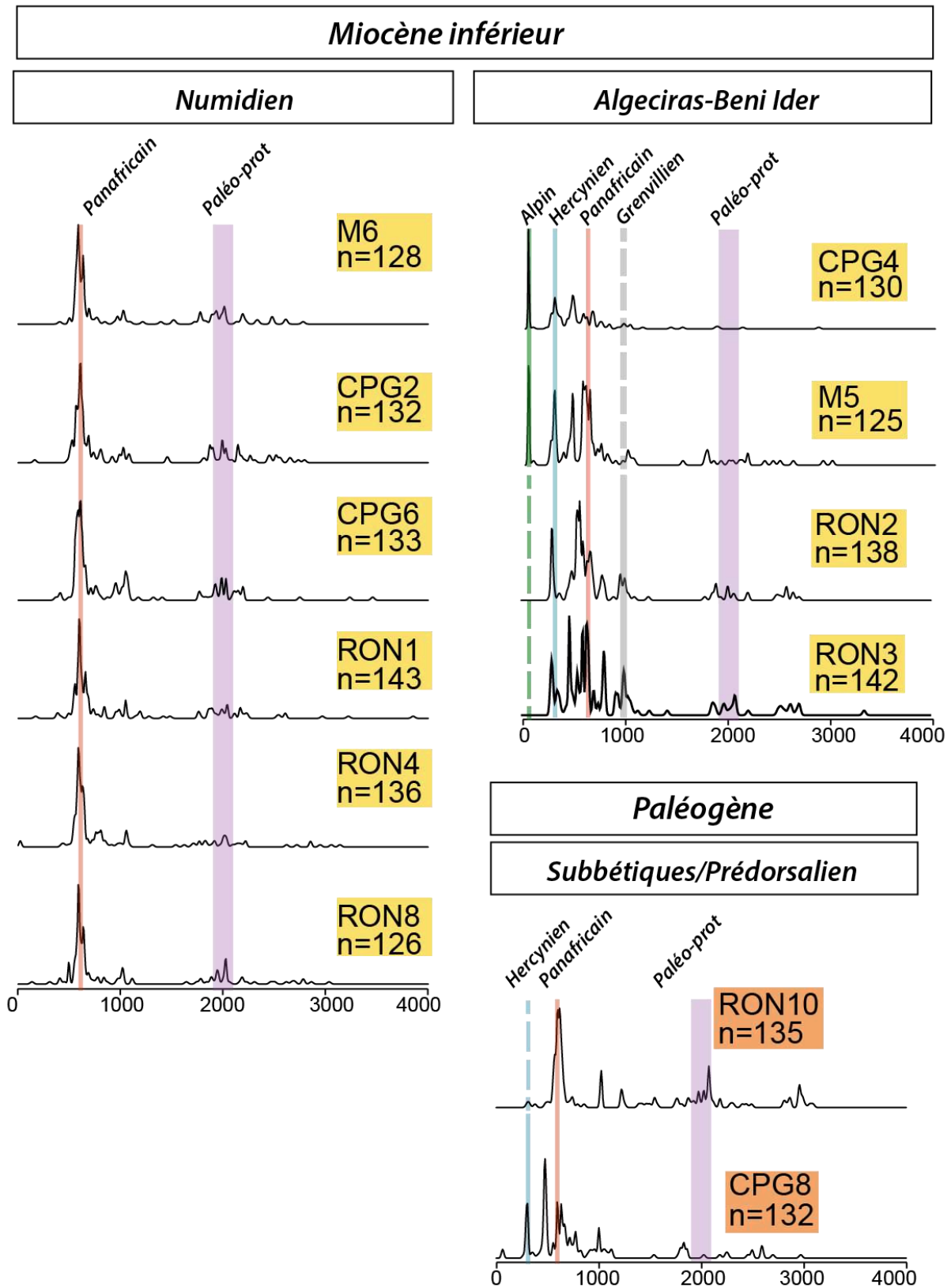


Figure 16 : Diagramme KDE des âges U-Pb sur zircons pour les échantillons tertiaires (Miocène inférieur) des formations Numidienne et d'Algeriras-Beni Ider.

Pour les échantillons paléogènes, RON10 qui appartient aux subbétiques (Fig. 15) a une répartition assez similaire à la répartition observée dans les échantillons du Numidien avec une population majeure panafricaine (~611Ma) (48%) et autour de 2000Ma (25%), et des populations mineurs, à 3 Ga, 1.2 Ga et 322 Ma. La répartition d'âge pour CPG8 qui appartient aux unités prédorsaliennes est significativement différente. Les deux populations majoritaires sont d'âge Panafricain (658Ma) (49%) et Hercynienne (378Ma) (32%) le reste des grains forment des populations minoritaires d'âge Crétacé supérieur-Paléogène inférieur (64Ma), Paléoprotérozoïque et Archéenne.

4.3.2. Echantillons Mésozoïques

Les échantillons Crétacé inférieur (CPG1,7, M1,3,6,7,10) (Fig. 15) les courbes de distribution (KDE) ont des allures identiques que l'échantillon provienne de la formation Massylienne de Meloussa-Chouamat ou de la formation Maurétanienne et Prédorsalienne du Djebel Tisiren et de Camarote (Fig. 17).

On observe une population majeure Panafricaine, comprise entre 568 et 612 Ma (47 à 62%). La répartition des âges plus anciens est assez variable selon les échantillons et est caractérisée par une population autour de 2000 Ma qui représente 18 à 26% des âges. Parmi les populations mineures, on note la présence dans tous les échantillons d'une population Mésoprotérozoïque entre 1100 et 1300 Ma environ et d'une population hercynienne (~350Ma) présente uniquement dans les échantillons M7, M3, CPG7, CPG1 et M1. En revanche, pour les échantillons Crétacé RON5 de l'unité d'Ubrique et VLP3 appartenant à la formation Cerrajon des zones externes des Bétiques, les répartitions sont clairement différentes. Pour RON5, on observe trois populations majeurs à 650 Ma (37%) 480 Ma (29%) et 336 Ma (18%) en plus des populations paléoprotérozoïque et archéenne. Pour l'échantillon VLP3, la population majeure est formée par des zircons d'âge hercynien autour de 300 Ma (57%) et la population Panafricaine (~600Ma) ne représente que 19% du total des âges.

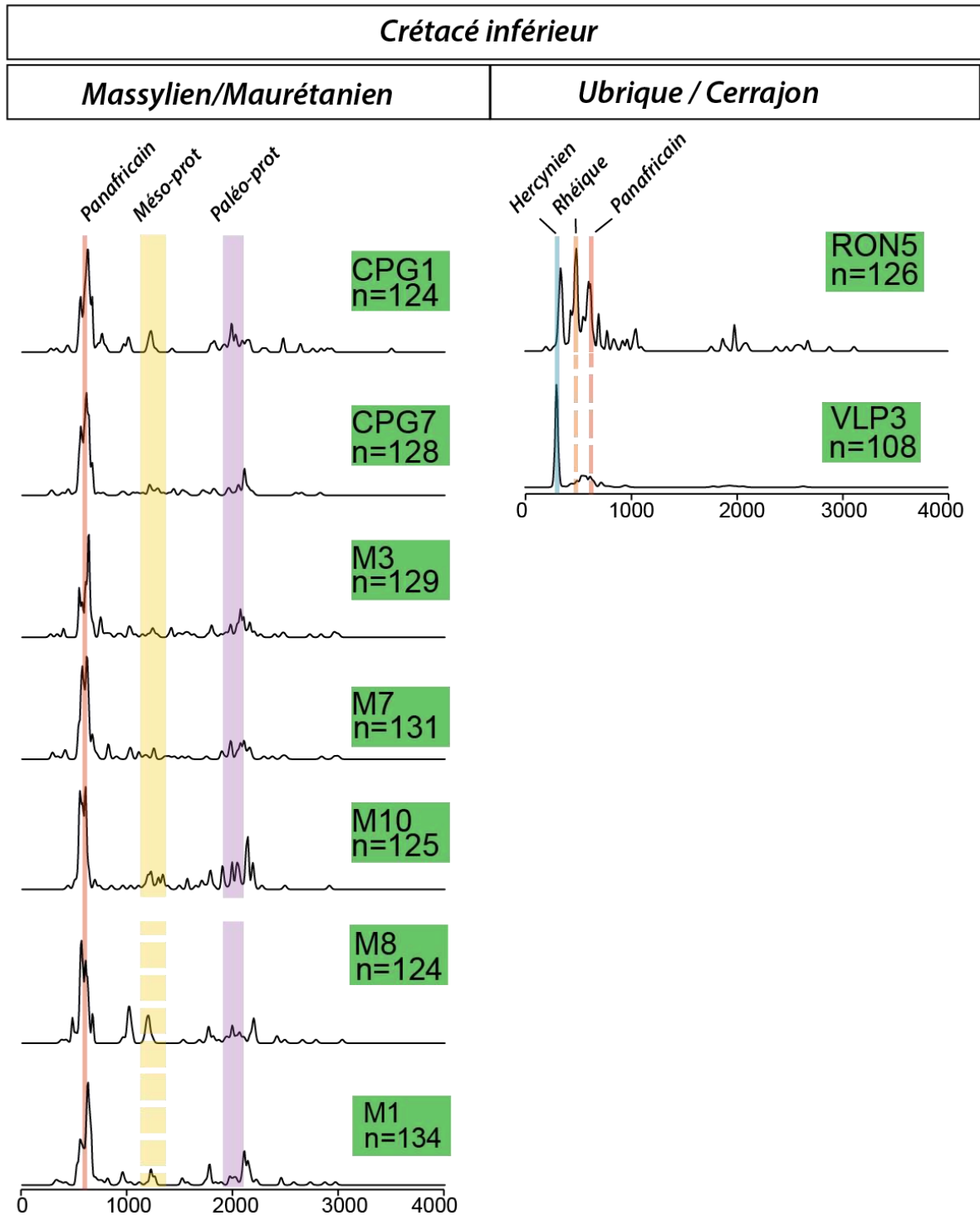


Figure 17: Diagramme KDE des âges U-Pb sur zircons pour les échantillons Mésozoïques (Crétacé inférieur) des formations massyliennes (Meloussa-Chouamat), maurétaniennes/prédorsaliennes (Nogales, Jebel Tisiren, Camarote) et des zones externes des Bétiques (Ubrique, Cerrajon).

4.3.3. Echantillons Paléozoïques

La répartition des âges pour l'échantillon RON6 des Malaguides peut être décomposée en deux populations majeures. Une population Panafricaine autour de 600Ma (50%) et une d'âge

paléoprotérozoïque (26%). Pour l'échantillon RON11, on observe de la même façon une population panafricaine (577Ma) (46%) et une méso- à néoproterozoïque autour de 1000Ma (Fig. 18). Les grains restants forment des populations minoritaires, hercyniennes, paléoprotérozoïque et archéennes.

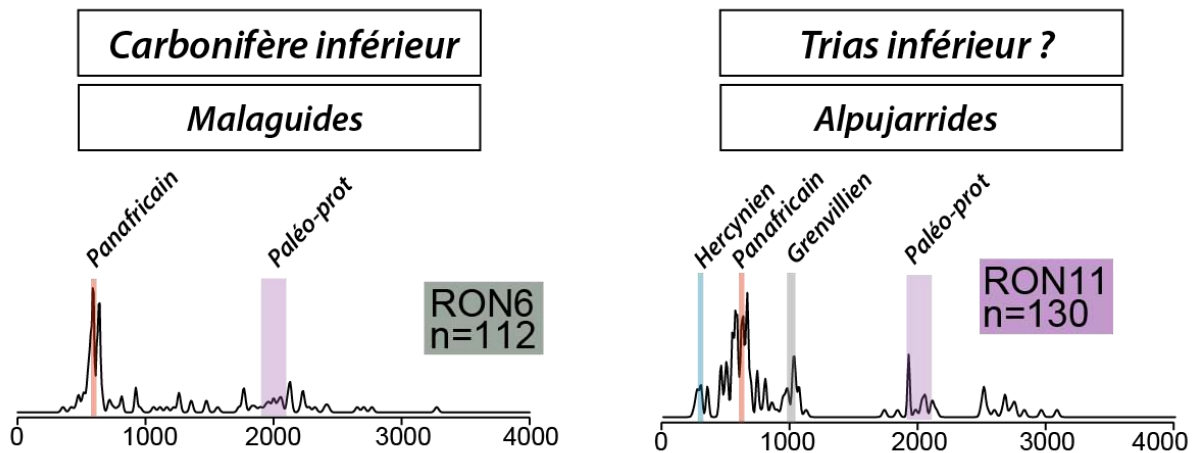


Figure 18: Diagramme KDE des âges U-Pb sur zircons pour les échantillons des zones internes des Bétiques (unités des Alpujarrides (RON11) et des Malaguides (RON6)).

En résumé, sur la base des populations définies par le logiciel DensityPlotter (Vermeesch et al., 2012) ainsi que nos observations, on individualise cinq groupes d'échantillons (Fig. 19):

- ❖ Un premier groupe (Groupe 1) constitué des échantillons **RON3, RON2 et RON11** caractérisé, en plus d'une population hercynienne (~300Ma), par une population néoproterozoïque (~1000 Ma) importante.
- ❖ Un second groupe (Groupe 2) toujours dans la formation d'Algeciras/Beni-Ider (**CPG4-M5**) se caractérise aussi par une population hercynienne et par la présence de grains jeunes entre 40 et 27.5 Ma.
- ❖ Un groupe assez large (Groupe 3) est constitué par les échantillons provenant des niveaux d'âge Crétacé inférieur des séries Massyliennes et Maurétaniennes (**CPG1, CP7, M1, M8, M10, M7, M3**) du Paléogène subbétique (**RON10**) et du Carbonifère de Malaguide (**RON6**) caractérisé par une population assez peu marquée au mésoproterozoïque (1000-1600Ma) et une population de ~600 Ma.
- ❖ Un quatrième groupe (Groupe 4) est constitué des échantillons d'Aljibe/Numidien (**RON1, RON4, RON8, CPG2, CPG6, M6**) caractérisé par la prépondérance de la population Panafricaine de ~600Ma. Ces échantillons ne présentent pas cette population et dans tous les cas sauf un (M6) contiennent des grains Aquitaniens.
- ❖ Un dernier groupe (Groupe 5) est formé par les échantillons **CPG8, VLP3 et RON5** qui ont des répartitions d'âges plus particulières.

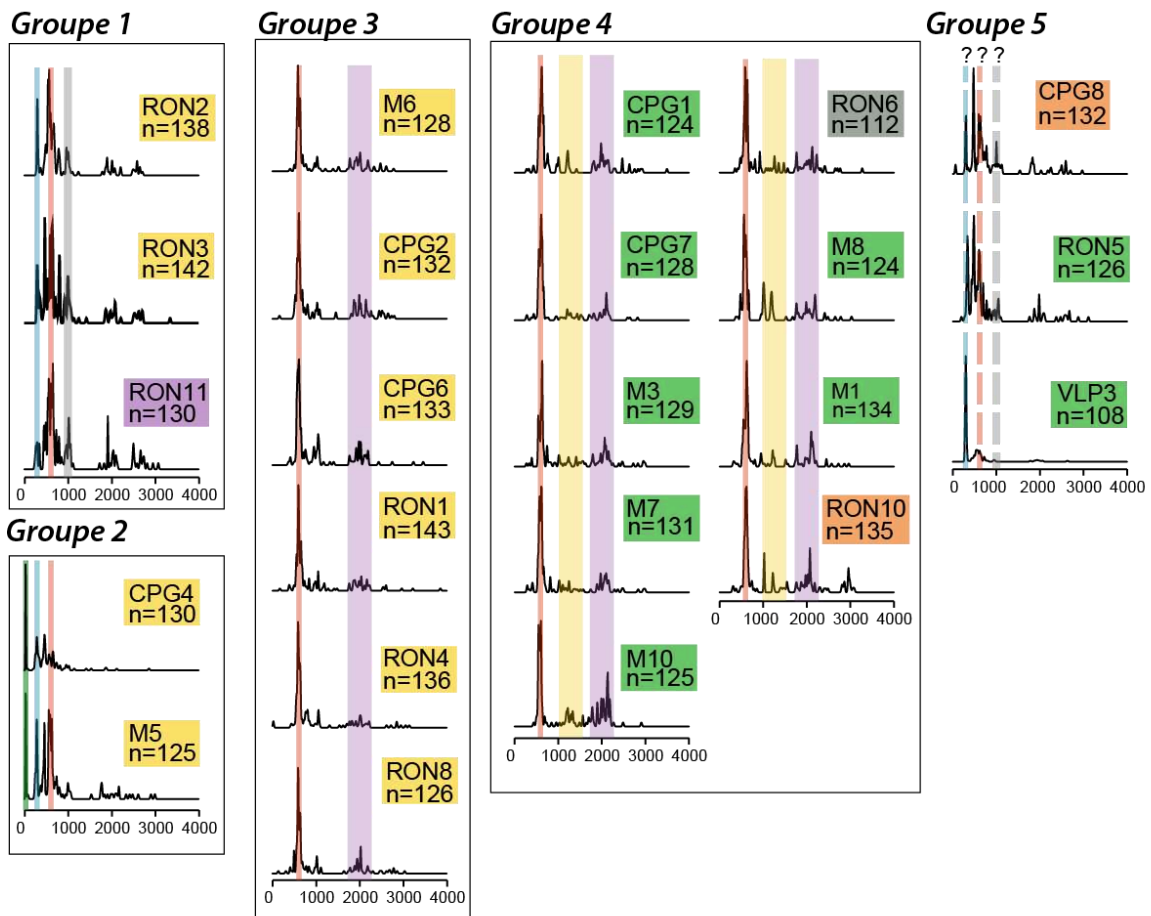


Figure 19: Courbes KDE pour tous les échantillons analysés dans le cadre de cette étude. Les échantillons ont été regroupés en fonction des populations définies par le logiciel Densityplotter (Vermeesch et al., 2012). Les populations sont indiquées par des bandes de couleur, Miocène (vert), Hercynienne (bleu), Panafricaine (rouge), Néoproterozoïque (gris), Mésoproterozoïque (jaune) et Paléoproterozoïque (Violet).

Pour valider ou invalider les groupes précédemment constitués, nous avons réalisé une analyse de type MDS (Multi Dimensional Scaling) sur les distributions d'âges des échantillons de flyshs. Ces méthodes d'analyse se développent beaucoup ces dernières années dans les études de provenance (Vermeesch et al., (2016)). Cette méthode consiste à calculer les valeurs de KS (indicateur de similarité) entre chaque répartition d'âge. Il s'agit ensuite de représenter la matrice ainsi obtenue en deux dimensions en calculant les valeurs propres de chaque matrice. Cette approche permet d'observer graphiquement la distance (qui représente la similarité) entre chaque échantillon. Le résultat obtenu (Fig. 20) malgré quelques variations est en accord avec les conclusions tirées des comparaisons des courbes KDE exposées précédemment (Fig. 19). On distingue en effet, un premier groupe assez concentré formé par les échantillons de la formation Numidienne et des flyshs maurétaniens et massyliens du Crétacé (Fig. 20) qui contient aussi les échantillons RON10 appartenant aux subbétiques et l'échantillon RON6 appartenant aux Malaguides. Ce premier groupe

regroupe donc le Groupe3 et le Groupe4 (Fig. 19). Les échantillons appartenant aux unités d'Algeciras sont plus dispersés. Un sous-groupe est constitué par les échantillons RON3, RON2, RON11 correspondant au Groupe1 (Fig. 19). Les échantillons M5 et CPG4 que l'on avait regroupés dans le Groupe2 (Fig. 19) sont assez éloignés sur l'analyse MDS. Pour les échantillons restants du Groupe5 (Fig. 19), CPG8 peut être regroupé aux échantillons RON3, RON2 et RON11. En revanche, VLP3 et RON5 sont très dispersés. Les groupes ainsi formés permettent d'identifier les échantillons ayant une source commune ce qui constitue une base pour les discussions qui vont suivre sur la source des différentes formations de flyschs.

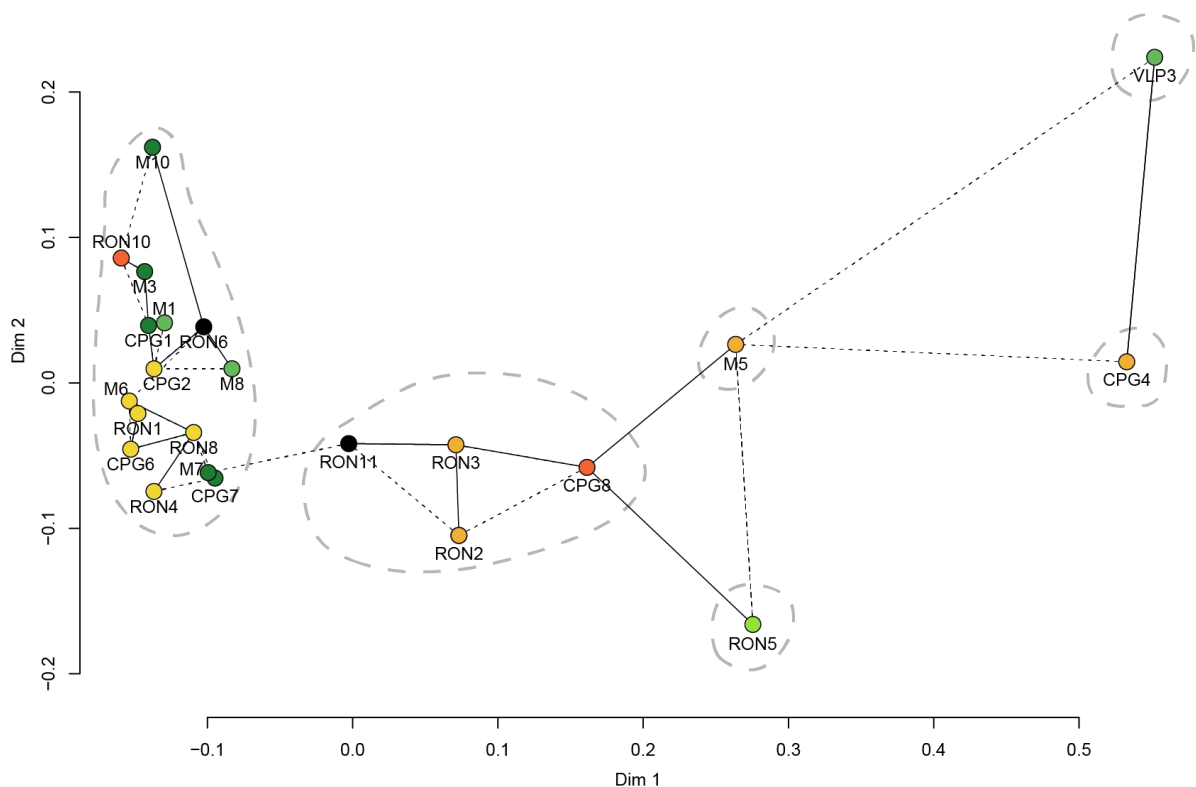


Figure 20: Positionnement multidimensionnel prenant en compte tous les échantillons analysés dans le cadre de cette étude. Cercles jaunes: échantillons de la formation Numidienne, orange clair: les échantillons des formations de Beni-Ider et d'Algeciras, en orange foncé: échantillons paléogènes ; vert: échantillons des différentes formations crétacées inférieure (massylien, maurétanien, formation d'Ubrique, subbétiques centraux).

5. Discussion

5.1. Provenance des formations de flyschs Méso-Cénozoïques de l'arc de Gibraltar

Cette partie discute des données obtenues sur les unités de flyschs d'âge Mésozoïque à Cénozoïque de l'Arc de Gibraltar (Fig. 21). Afin de contraindre la paléogéographie aux étapes clefs, du Crétacé inférieur et du Miocène inférieur. Pour identifier les sources des différents échantillons, nous avons

dans un premier temps comparé les répartitions d'âges obtenues sur les échantillons analysés pendant cette étude avec les données U-Pb sur zircons de la bibliographie (Fig. 21).

5.1.1. Provenance de la formation Numidienne

Le volume et l'extension géographique actuelle de la formation Numidienne sont considérables, la source de ces grès a donc potentiellement une répartition géographique importante (voir discussion dans Guerrera et al., 1992). Cette formation se caractérise par une population majeure Panafricaine 550-650Ma et par l'absence de populations plus jeune, hercynienne ou Alpine (Fig. 16 et 21). Comme cela a été explicité par Thomas et al. (2010) et confirmé par notre synthèse (Fig 10, 11, 12) on peut donc conclure que les grès de la formation Numidienne proviennent de l'érosion du continent Africain et non des unités européennes.

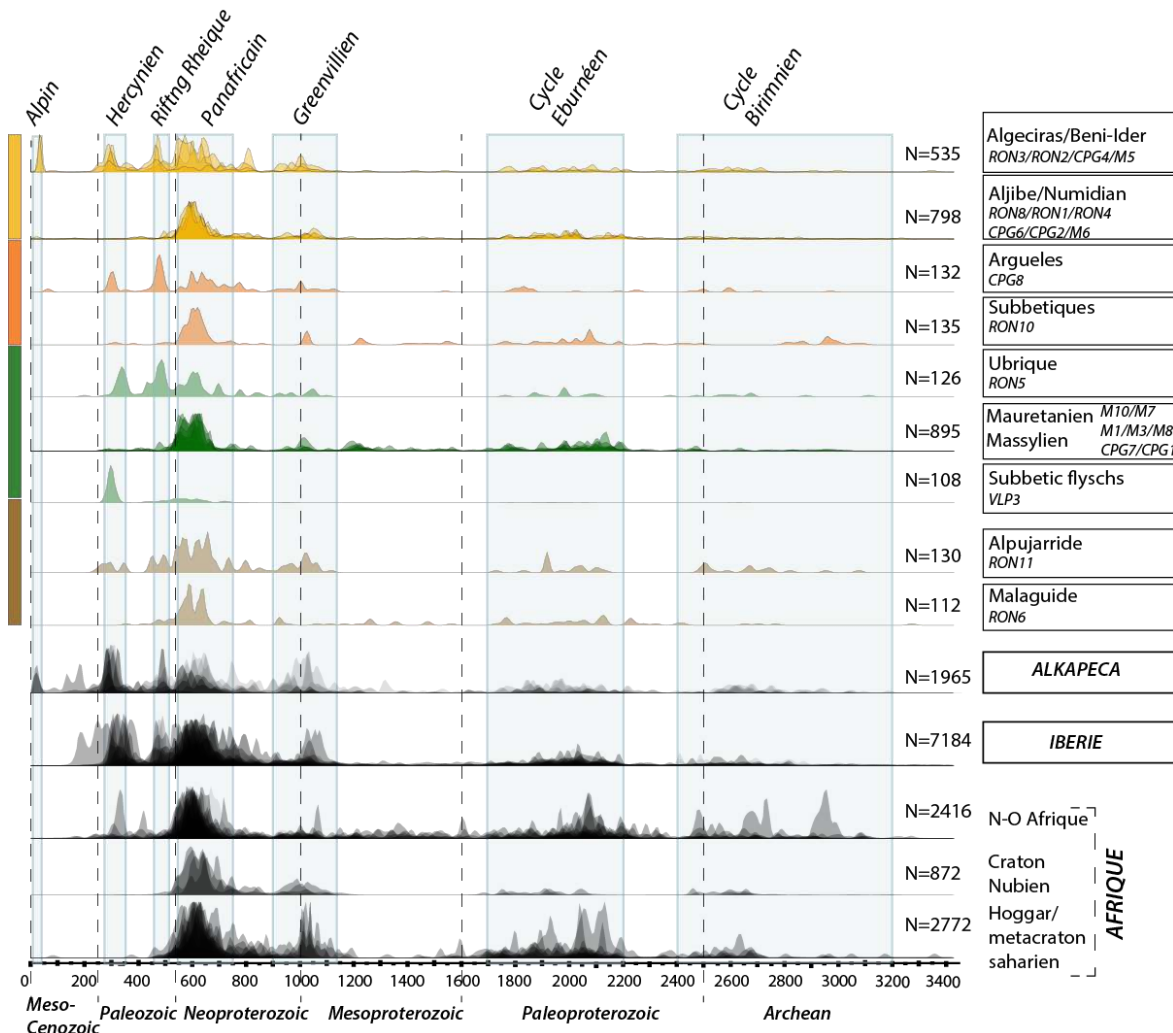


Figure 21: Compilation sous forme de KDE des âges U-Pb de la littérature et des âges obtenus pour cette étude, pour le continent africain, l'Espagne et la Corse-Sardaigne et pour les unités du bloc ALKaPeCa. En noir sont représentés les KDE disponibles dans la littérature, associées à chaque zone source potentielles, en couleur, les données de cette étude regroupées par localité et classées par âge stratigraphique (marron: Paléozoïque; Vert: Crétacé inférieur; Orange: Paléogène; Jaune: Miocène)

inférieur). Les courbes individuelles correspondent à des localités ou échantillons individuels et l'opacité traduit le nombre de courbes qui se superposent.

La source des grès du Numidien est donc située sur le continent africain mais est-il possible de caractériser sa position plus précisément à l'aide des données présentes ?

- Le meta-craton saharien, se caractérise par une population bien marquée d'âge Grenvillien (1000-1100Ma) (Fig. 21). Ces âges sont enregistrés plus particulièrement dans les sédiments de Lybie (Meinhold et al., 2011). En revanche, les zircons de cet âge sont quasiment absents des échantillons de la formation Numidienne (Fig. 21). Cette région ne semble donc pas être une source potentielle du Numidien. Des variations importantes des répartitions d'âges, qui n'apparaissent pas dans la Figure. 10, existent dans les sédiments qui constituent les sources potentielles. En effet, la population Grenvillienne présente dans les sédiments cambriens à triasiques du métacraton saharien de Lybie (Meinhold et al., 2011) n'est pas retrouvée dans les sédiments du Cambrien de la région de l'arche d'Al Qarqaf, au Nord du bassin de Murzuk (Altumi et al., 2013). Il serait donc nécessaire d'avoir une meilleure couverture géographique et temporelle pour pouvoir décrire plus rigoureusement la signature U-Pb régionale.

- Dans le nord-ouest de l'Afrique, l'absence de population hercynienne et grenvillienne suggère que cette région pourrait être une zone source potentielle du Numidien. En effet, malgré la présence de quelques âges hercyniens liés au magmatisme qui a affecté cette région (Fig. 21), en détail, aucune population de zircons d'âge hercynien n'est retrouvée dans les sédiments Trias ou Crétacé inférieur du nord-ouest de l'Afrique (Fig. 10). Pour cette raison, la population hercynienne ne nous semble pas caractéristique de cette région.

- A la transition entre ces deux domaines, les courbes KDE des sédiments de la couverture cambrienne du Hoggar (Linnemann et al., 2011) ne présentent pas de populations Grenvillienne et sont semblables à celle obtenues pour les grès du Numidien. Ces échantillons ont été regroupés géographiquement avec ceux du métacraton saharien sur la base des ressemblances observées entre (Fig. 21) entre les courbes KDE.

- Le bouclier Nubien représente lui aussi une source potentielle mais située à plusieurs milliers de kilomètres de notre zone d'étude. Le nord-ouest de l'Afrique et le Hoggar sont donc des sources plus facilement envisageables en raison de leur relative proximité géographique.

Sur la base des âges U-Pb sur zircons détritiques présentés ici, il est donc difficile de déterminer la localisation des grès du Numidiens sur le continent africain. La région du Hoggar et le nord-ouest de l'Afrique représentent selon moi les sources les plus probables.

L'analyse par MDS des répartitions d'âges U-Pb en Afrique du Nord et des échantillons du Numidien ne fait pas ressortir de tendance claire, et ne permet pas de discriminer une région source en

particulier (Fig. 22). Les échantillons les plus ressemblants aux échantillons Numidiens (à l'intérieur du cercle rouge) et qui représentent des sources potentielles, correspondent à certains sédiments triasiques du haut atlas-marocain (Marzoli et al., 2017) ou à ceux du Cambrien de Lybie (Altumi et al., 2013). En revanche les échantillons du Hoggar (Lin1 à 7) (Linnemann et al., 2011) sont très dispersés et en générale éloignés des échantillons Numidiens.

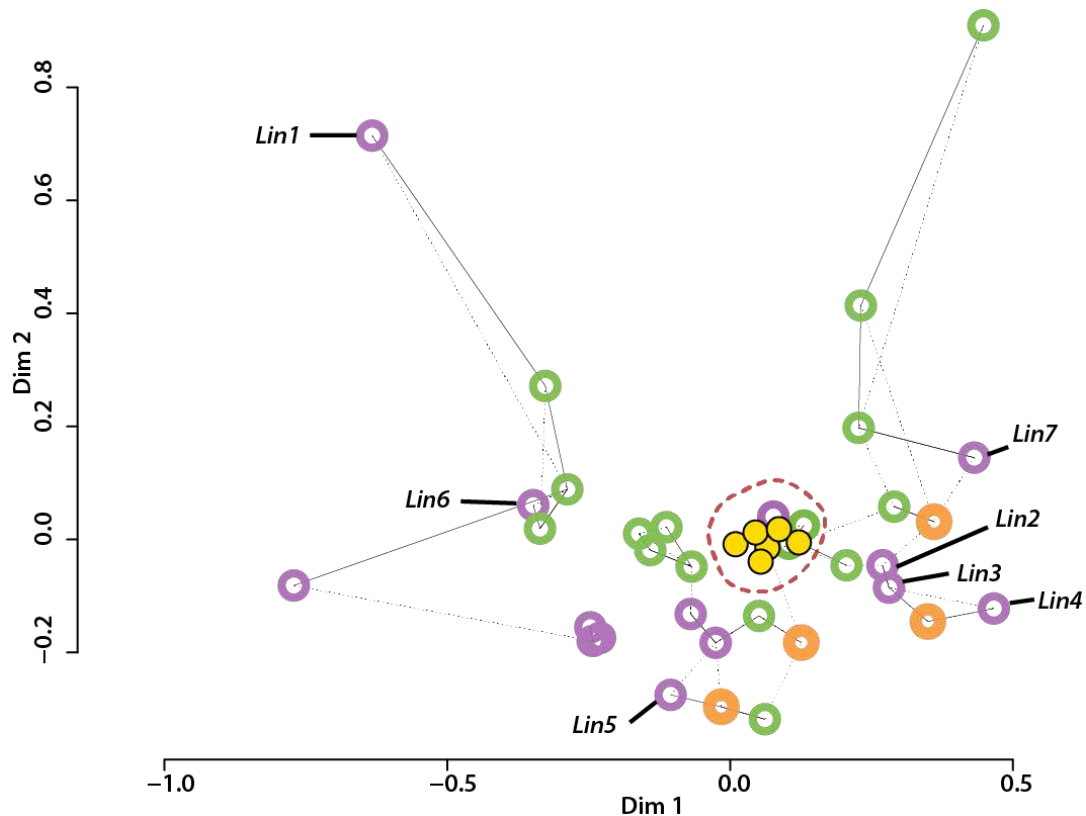


Figure 22: Graphique MDS pour les échantillons du Numidien et d'Aljibe et les données de la littérature disponibles dans le nord de l'Afrique. Cercles pleins jaunes: échantillons Numidiens (cette étude) ; cercles colorés: orange bouclier Nubien ; violet: métacraton saharien ; vert: NO de l'Afrique. Lin1 à 7: (Linnemann et al., 2011).

Pour finir, la formation Numidienne présente dans l'échantillon (RON4) deux grains datés entre 24-21Ma. Ces âges Miocènes inférieurs permettent de confirmer un âge maximum Aquitanien pour la décharge gréseuse du Numidien. On note aussi, que ces zircons sont les plus jeunes retrouvés dans les diverses formations que nous avons échantillonnées dans l'arc Betico-Rifain.

Ces grains sont très minoritaires mais leur présence est suffisante pour émettre deux hypothèses concernant l'origine de ces grains:

- Ces grains jeunes marquent un épisode magmatique ou volcanique à l'Oligocène inférieur sur le continent Africain. Cette hypothèse est raisonnable au vu de la large répartition du magmatisme basique au Maghreb entre l'Eocène et l'actuel (Wilson and Guiraud, 1998 ; Guiraud et al., 2005).

- Ces grains jeunes proviennent des unités d'Alboran ou du bloc AlKaPeCa. En effet, des âges U-Pb sur zircons autour de 20Ma sur des bordures métamorphiques sont documentés dans les unités Alpujarrides/Sebtides et Nevado-Filabrides des Bétique et du Rif. Ces néoformations de zircons sont liées à l'événement de haute température ayant affecté les zones internes entre 23 et 18Ma (Platt et al., 2003c).

5.1.2. Provenance du Maurétanien et du Massylien Crétacé

La seule étude existante basée sur les âges U-Pb sur zircon des flyschs maurétanien du Crétacé inférieur a été réalisée par Pratt et al., 2015. En complément des âges U-Pb sur zircon, cette étude se fonde également sur des âges traces de fission sur zircons détritiques (ZFT). D'après les âges U-Pb et ZFT datés de l'Hercynien obtenus dans la formation du Jebel Tisiren par Pratt et al. (2015) et Azdimousa et al. (2003), les grès du flysch Maurétanien Crétacé inférieur proviennent d'unités affectées par l'orogénèse hercynienne. Les auteurs proposent que ces grès proviennent de la remobilisation des grès jurassiques de l'anti-atlas saharien en Algérie (bassin du Ksour).

Les données U-Pb sur zircon présentées ici pour les séries massyliennes et maurétaniennes se caractérisent comme les grès du Numidien par l'absence d'une population hercynienne (Fig. 23). Cette population hercynienne est retrouvée dans les unités d'AlKaPeca et en Ibérie (Fig. 21). L'Ibérie, envisagée comme source potentielle par Wildi, (1983) montre, dans les sédiments Néoproterozoïque terminal de la Zone Central Ibérique (Talavera et al., 2012) et dans la Zone d'Ossa Morena (Pereira et al., 2016), des répartitions d'âges similaires à celle observées dans les grès Crétacé inférieur massyliens et maurétaniens (Fig. 10). Néanmoins, l'Ibérie a été affectée par plusieurs événements magmatiques et géodynamiques pendant le Paléozoïque (Fig. 11). La préservation de la répartition d'âge d'une formation Néo-proterozoïque en Ibérie sans contamination et dilution de ce signal par des zircons d'âges plus récent paraît peu probable.

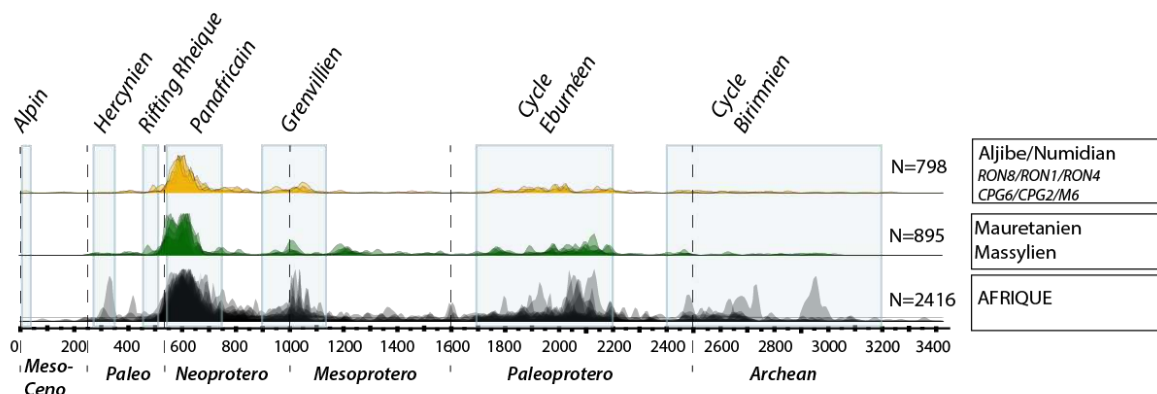


Figure 23: Diagramme KDE pour les âges U-Pb des formations tertiaires massylienne (Aljibe, Numidien), des formations crétacées inférieures du maurétanien et du massylien et répartitions d'âge compilé de la littérature pour l'Afrique.

Contrairement aux modèles paléogéographiques actuels (Wildi, 1983 ; Lopez-Galindo and Martín-Algarra, 1992 ; Martín-Algarra et al., 2009 ; Barbera et al., 2011 ; Guerrero et al., 2005, 2012, 2014a, b) l'ensemble des flyschs datés du Crétacé inférieur (massyliens ou maurétaniens) proviennent selon toute vraisemblance de l'érosion du continent africain. Une source africaine pour les grès Crétacé inférieur massyliens est en accord avec les reconstructions paléogéographiques les plus récentes (Zaghloul et al., 2002 ; Guerrero et al., 2005), le bassin des flyschs massyliens représentant la continuité de l'Intrarif (Ketama) (Lepretre et al., 2018). Pour les séries Maurétaniennes en revanche, une source africaine remet en cause l'approvisionnement par le Nord des séries maurétaniennes, admis par les modèles existants.

5.1.3. Provenance des unités d'Algeciras-Beni Ider

Dans les discussions sur la source de ces formations, l'unité des Malaguides est souvent éliminée des sources potentielles car elle ne contient pas ou très peu d'intrusions magmatiques et de gneiss. On retrouve pourtant des clastes de ce type, re-sédimentés dans les niveaux conglomératiques des formations d'Algeciras-Beni Ider et de Fnideq-Ciudad Granada. L'origine de ces clastes est incertaine, malgré les datations géochronologiques, l'étude des conditions P-T subies par ces granites et leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques (Olivier et al., 1979 ; Martín-Algarra et al., 2000 ; Gigliuto et al., 2002). Le modèle, proposé par Martín-Algarra et al., 2000 considère que ces clastes granitiques et gneissiques proviennent d'un domaine continental, aujourd'hui submergé dans la mer d'Alboran ou recouvert par les sédiments miocène-moyen à supérieur, similaire à celui des zones internes kabyles et de l'arc calabro-peloritain. En se basant sur les compositions en Rb, Sr et Ba, Gigliuto et al. (2002) proposent que ces granites puissent être associés à ceux présents dans la zone centrale ibérique (CIZ). Cette hypothèse a été réfutée par les défenseurs du modèle opposé (Careri et al., 2004).

La répartition des âges dans les échantillons des formations d'Algeciras et de Beni-Ider est beaucoup plus hétérogène que pour ceux de la formation Numidienne ou des flyschs Maurétaniens et Massyliens du Crétacé (Fig. 24). Cette dispersion indique une hétérogénéité importante des sources à l'origine de ces sédiments, compatible avec un socle remobilisé et affecté par plusieurs événements géodynamiques. Certains échantillons (M5, RON3 et CPG4) de ces unités présentent un pic assez important autour de 450-510Ma qui n'est pas prise en compte si l'on ne se réfère qu'aux populations définies par DensityPlotter (Fig. 19). Cette population, caractéristique de l'ouverture de l'océan Rhéique, (voir partie III) contraint la provenance des grès immatures de Beni-Ider et Algeciras aux unités d'AlKaPeCa ou à l'Ibérie.

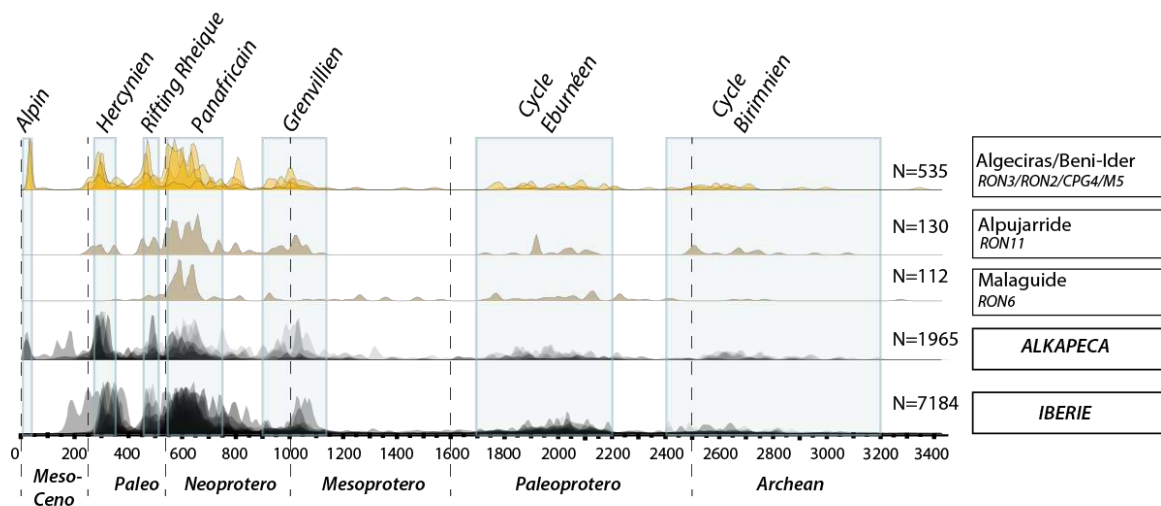


Figure 24: Diagramme KDE pour les âges U-Pb des formations tertiaires maurétaniennes (Algeciras et Beni Ider), des Alpujarrides (RON11) et des Malaguides (RON6) et données compilées de la littérature pour les unités d'AlKaPeCa et l'Ibérie.

L'analyse MDS réalisées sur un groupement d'échantillons, composé des échantillons des formations d'Algeciras-Beni Ider et des âges compilés en Ibérie et dans les zones internes des Bétiques (Fig. 25) ne permet pas d'identifier la source Ibérique ou Alboran de ces flyschs. En effet, les deux groupes 1 et 2 se composent de façon équivalente par des échantillons provenant de la plaque Ibérique ou des zones internes des Bétiques. L'homogénéité des distributions d'âge U-Pb entre ces deux unités (voir également pour s'en convaincre les Figures 21 ou 24) suggère une proximité génétique entre l'Ibérie et l'unité des Malaguides et des Névado-Filabrides. La Figure 25 montre en revanche que les échantillons M5/CPG4 et RON3/RON3 sont bien séparés entre les groupes 1 et 2, conformément aux regroupements proposés en Figure 19 et à l'analyse MDS réalisée sur nos échantillons (Fig. 20). Cette séparation, justifiée par la présence de grains d'âge tertiaire dans CPG4 et M5 indique un lien génétique plus fort entre les échantillons RON2 et RON3 comparé aux échantillons CPG4 et M5.

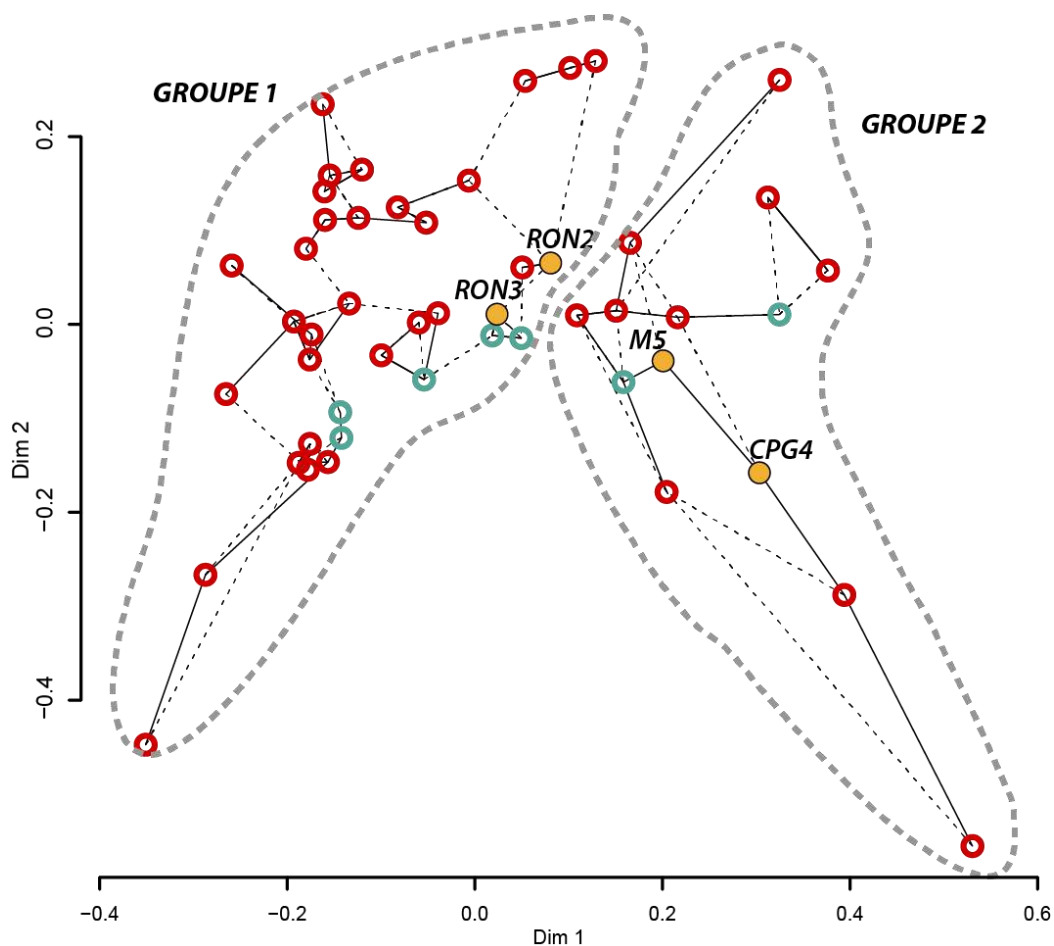


Figure 25: Graphique MDS pour les échantillons des formations d'Algeciras-Beni Ider (Maurétanien en Orange) et les données de la littérature disponibles pour la plaque Ibérique (cercle rouge) et les zones internes des Bétiques (Névado-Filabrides et Malaguides) en bleu.

Au delà des résultats obtenus par l'analyse MDS (Fig. 25), la population d'âge à 33Ma dans les échantillons CPG4 et M5 permet de contraindre la source de ces flyschs aux unités d'AlKaPeca. Le magmatisme post-collisionnel le plus ancien en Méditerranée est daté entre 15 et 17Ma dans les Kabylies et entre 12 et 5Ma dans le Rif et les Bétiques (Maury et al., 2000 ; Duggen et al., 2005 ; Abbassene, 2016). Les premiers événements magmatiques ayant affecté les unités d'Alboran sont représentés par les dykes tholéiitiques qui intrudent l'unité des Malaguides entre 34 et 27Ma. Ces dykes sont associés au début de la subduction téthysienne (Turner et al., 1999 ; Duggen et al., 2004). Les zircons datés entre 30 et 40Ma dans les échantillons CPG4 et M5 pourraient donc provenir de l'érosion des Malaguides.

Les âges obtenus sur l'échantillon Carbonifère (RON6), de la formation Almogía (O'Dogherty et al., 2000), sont très différents de ceux des flyschs tertiaires du Maurétanien (Fig. 21). L'absence de population hercynienne dans l'échantillon RON6 et dans le conglomérat de Marbella (Esteban et al., 2017) permet dans un premier temps d'écarter les Malaguides comme source potentielle. De plus, bien que les âges jeunes (~30-40Ma) obtenus sur certains des échantillons des unités de Beni Ider ou

d'Algeciras (CPG4-M5) puissent être attribués au Malaguides. Les courbes KDE obtenus pour ces formations et les résultats de l'analyse MDS les rapprochent plus de l'unité des Alpujarrides (RON11) plus que de celle des Malaguides (RON6) (Fig. 20 et 21).

L'unité des Alpujarrides a déjà été envisagée comme source potentielle par Pendon y Polo, (1975). Cette hypothèse impliquerait une exhumation des unités Alpujarrides dès l'Oligocène terminal, quand débute le dépôt de l'unité d'Algeciras. Cette affirmation est pourtant contradictoire avec l'âge d'exhumation à la surface de cette unité (Burdigalien inférieur) datée à l'aide des premiers sédiments métamorphiques dans les bassins Miocènes inférieurs des zones internes (Lonergan and Mange-Rajetzky, 1994, Serrano et al., 2006, 2007).

Bien que la nature exacte de la source des flyschs tertiaires maurétaniens soit encore débattue entre: une source aujourd'hui disparu, l'unité des Malaguides ou l'unité des Alpujarrides, il est raisonnable de considérer que cette source appartenait aux unités d'AlKaPeCa.

En effet, le calendrier des déformations dans les zones internes des Bétiques est compatible avec le début de la sédimentation de type flyschs dans les unités maurétaniennes autour de l'Eocène, synchrone des premières déformations compressives. La décharge gréseuse importante à partir du Miocène basal est également compatible avec la phase d'extension importante que connaissent les zones internes à cette époque.

A l'issue de cette partie, on peut donc conclure que les unités d'AlKaPeCa et du bloc d'Alboran dans le cas des Bétiques et du Rif, sont la source des grès tertiaires maurétaniens. La provenance de plusieurs unités plutôt que d'une autre ne peut pas être démontrée ici et une provenance d'unités diverses est envisageable. Les différences de composition pétrographique entre les grès actuels analysés par Critelli et al. (2003) par rapport aux compositions des formations d'Algeciras et de Beni Ider reportées en Figure 8 ne confirme pas à mon sens que les grès tertiaires maurétaniens proviennent de l'érosion d'une source aujourd'hui disparue.

5.1.4. Sources des autres échantillons appartenant aux Bétiques

Comme présenté dans la description des résultats, les répartitions d'âge des échantillons CPG8, RON5 et VLP3 sont différentes de celles des autres échantillons analysés. L'échantillon RON10 appartient aux subbétiques et est donc lui aussi traité dans cette partie, à part des autres échantillons des Unités de Flyschs.

L'échantillon RON10 prélevé dans les subbétiques présente la signature typiquement Africaine (Fig. 26) décrite en détails dans cette étude pour les flyschs créacés et le Numidien. Il semble donc que la sédimentation de la marge Ibériques dès le Paléogène ait une provenance mixte mixte entre l'Ibérie et l'Afrique. Les âges U-Pb sur zircons obtenus dans l'échantillon RON10 semblent indiquer une proximité entre les marges Africaines et les unités Ibériques dès le Paléogène. De plus, l'autochtonie

relative des unités d'Algeciras et d'Aljibe proposée dans le chapitre 4 implique que les zones internes étaient déjà situées dans une position occidentale entre l'Ibérie et l'Afrique.

L'origine Africaine des grès Paléogènes (RON10) à Miocène inférieur (Numidien) et leur dépôt sur la marge Ibérique est un élément important pour contraindre la configuration géodynamique de la région.

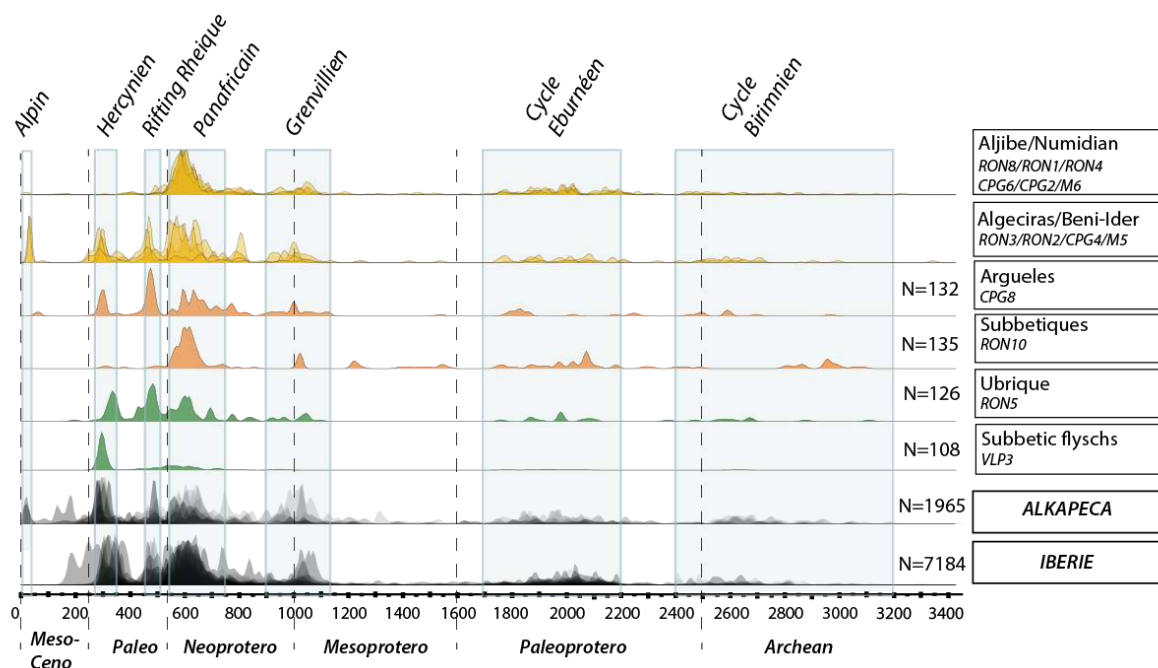


Figure 26: Diagramme KDE pour les âges U-Pb des échantillons CPG8 (prédorsalien) et RON10 (subbétiques) du Paléogène et pour les échantillons RON5 (Ubrique) et VLP3 (Cerrajon fm) du Crétacé inférieur comparés aux répartitions des échantillons du Numidien, d'Algeciras-Beni Ider et des données de la bibliographie pour l'Ibérie et ALKAPECA.

En considérant des déformations à l'œuvre depuis le Paléogène, au niveau de la marge sud de l'Ibérie et les reconstructions proposées dans le chapitre 4, le dépôt de grès Africains depuis le Paléogène sur la marge Ibérique implique une source assez occidentale de ce matériel détritique. La présence d'une subduction à vergence nord au niveau des Kabylides permet aussi de proposer, en accord avec Frizon de Lamotte et al., 2009 et Alcalá et al., 2013 que la flexure engendrée en Algérie et en Tunisie soit responsable du dépôt du Numidien. Enfin, le processus de délamination lithosphérique depuis l'Oligocène supérieur aurait accentué la subsidence et favorisé l'apport de matériel Numidien au niveau de la marge Ibérique.

L'échantillon CPG8, échantillonné dans l'unité d'Arguelles, du domaine prédorsalien possède une signature proche de celle des échantillons d'Algeciras et de Beni Ider (Fig.26). Les pics associés à l'ouverture de l'océan Rhéique (450-500Ma) et à l'orogénèse hercynienne marquent une provenance Ibérique ou des unités d'ALKAPECA. Ces résultats sont cohérents avec les modèles

paléogéographiques historiques (Durand Delga, 1980) dans lesquels le domaine Prédorsalien est un domaine transitionnel entre les unités d'AlKaPeCa et le bassin des flyschs.

La signature U-Pb de l'échantillon Crétacé inférieur RON5 de l'unité d'Ubrique est radicalement différente de celle des autres échantillons Crétacé inférieur des unités de Flyschs (Fig. 21 et 26). En revanche, la répartition des âges U-Pb sur zircon dans l'échantillon RON5 avec des populations majeures à 450-500Ma associée à l'ouverture de l'Océan Rhéique et à ~300Ma associée à l'orogénèse hercynienne est semblable à celle de CPG8. Cette ressemblance était dans une moindre mesure mise en valeur par l'analyse MDS (Fig. 20). Les âges U-Pb sur zircon permettent donc de confirmer la position Ibérique de cette unité comme supposée dans le chapitre 4 sur la base d'observations structurales sans pour autant réfuter totalement une source depuis les unités d'AlKaPeCa.

L'échantillon VLP3 appartient à la formation turbidites Cerrajon (Ruiz-Ortiz et al., 2006) déposé sur la marge Ibérique dans le bassin du domaine intermédiaire situé en continuité de la plateforme proximale des Prébétiques (voir Chapitre 2, Paragraphe II). Les âges quasiment exclusivement hercyniens (~300Ma) de l'échantillon VLP3 et sa composition pétrographique (Fig. 15) le dissocie clairement des autres échantillons étudiés (Fig. 26). Une répartition d'âge aussi homogène est compatible avec une source magmatique unique et située à proximité du lieu de dépôt. Or, cet échantillon est localisé à environ 100km au sud-est du batholite de los Pedroches daté entre 305 et 314Ma (Carracedo et al., 2009). On peut donc supposer que l'échantillon VLP3 est issu de l'érosion du batholite de los Pedroches ou d'un corps magmatique équivalent. La proportion importante de matériel carbonaté dans cet échantillon (Fig. 15) peut être reliée à la proximité de la plateforme carbonatée des Prébétiques.

5.2. Provenance des flyschs du Crétacé inférieur et de la formation Numidienne: approche paléogéographique

Comme démontré précédemment par les données U-Pb sur zircons, la source des grès du Numidien et des flyschs crétacés inférieurs était localisée sur le continent africain. L'identification de la source du matériel détritique qui forme les grès Numidiens a toujours été un enjeu crucial dans le débat entre une source africaine et européenne. Pour cette raison, il nous semblait important de mettre nos propres conclusions en perspective des données paléogéographiques et des événements géodynamiques en Afrique.

5.2.1. Climat et sédimentation en Afrique

La plateforme nord-africaine a été le lieu de dépôts gréseux du Cambro-Ordovicien au Crétacé inférieur. Les premiers dépôts Cambro-Ordovicien sont le résultat de l'érosion de la chaîne Panafricaine sous un climat propice à une altération chimique poussée (Avigad et al., 2005). Depuis le Carbonifère supérieur, et discordant sur le Carbonifère moyen (Namurien), se dépose, de la Tunisie au Maroc, une formation détritique continentale, « le continental intercalaire ». Cette formation est particulièrement représentée au Crétacé inférieur par le dépôt de vastes formations détritiques continentales sur l'ensemble de la plateforme saharienne (Fig. 27). La formation du continental intercalaire se termine avec la transgression du Cénomani supérieur (Killian 1931 ; Lefranc et Guiraud, 1990).

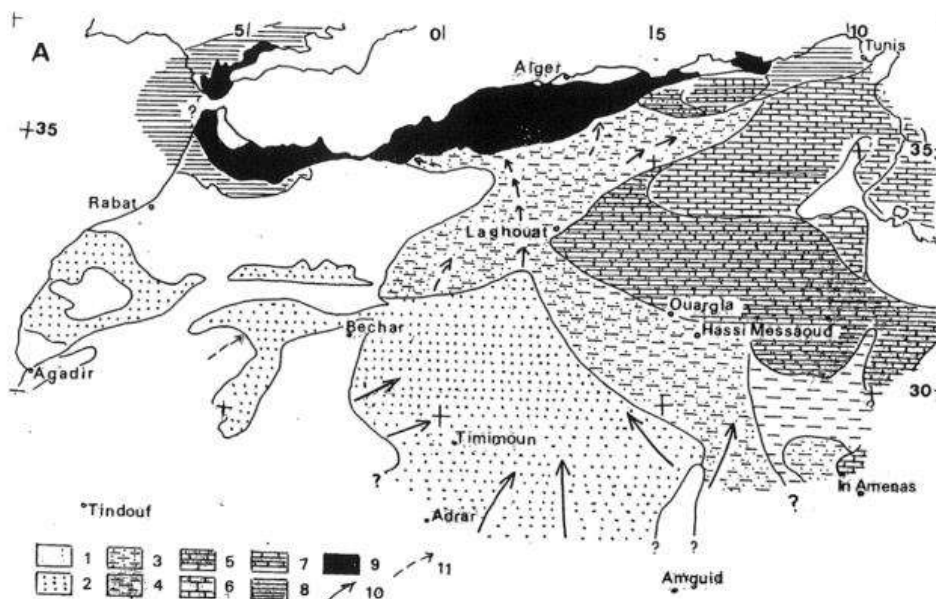


Figure 27: Répartition des faciès sédimentaires pendant l'Albien inférieur-moyen (Fabre, 2005). En pointillé sont représentées les formations gréseuses associées au Crétacé inférieur. Les flèches indiquent les directions d'approvisionnement (directions de courant) du matériel gréseux.

Les grès cambro-ordoviciens, ceux du continental intercalaire et des autres formations gréseuses équivalentes d'Afrique du Nord appartiennent à la catégorie des quartzarénites (Avigad et al., 2005). Les grès du Numidien et des flyschs crétacés inférieur possèdent aussi une composition de quartzarénites (Fig. 8). Cette composition très mûre favorisée par des conditions d'altération efficaces (Dickinson, 1985 ; Garzanti, 2017) est compatible avec les conditions climatiques tropicales ou intertropicales, qui règnent sur le continent africain pendant le Paléozoïque, le Mésozoïque (Lefranc et Guiraud, 1990 ; Avigad et al., 2005, Fabre, 2005) et le Cénozoïque (Douady et al., 2003 ; Bauvais and Chardon, 2013 ; Chardon et al., 2016). Ce climat inter-tropicale est décrit comme marqué par des alternances de périodes arides, pendant lesquelles peuvent se mettre en place des

conditions désertiques, avec des périodes pluvieuses (Fabre, 2005). De plus, les conditions climatiques arides sont compatibles avec la morphologie arrondie des grains de quartz du Numidien (Fig. 14) et qu'on attribue à un transport éolien.

5.2.2. Événements géodynamiques associés au dépôt du Numidien et des flyschs crétacé inférieur

La raison de la décharge gréseuse du Numidien au Miocène inférieur est encore mal comprise. Plusieurs événements géodynamiques ont affectés cette région depuis le Cénozoïque et peuvent être liés au dépôt de la formation Numidienne.

A l'Eocène, débute le soulèvement du Hoggar, synchrone d'un épisode magmatique dans cette région (Rougier et al., 2013 ; English et al., 2017). Le soulèvement du Hoggar à cette époque associé à la baisse du niveau marin eustatique depuis l'Eocène (Haq et al., 1987) est associé au dépôt des grès continentaux du « Continental Terminal » (Kilian, 1931 ; Lang et al., 1990). Selon la définition, cette formation est généralement considérée comme Tertiaire. Un âge entre 49 et 29Ma est reporté par Chardon et al. (2016). Le soulèvement régional du Hoggar persiste et s'accroît autour de 20Ma (Chardon et al., 2016) et pourrait donc aussi être lié au dépôt des grès du Numidien comme proposé par Thomas et al. (2010) (Fig. 28).

Le nord de l'Afrique est aussi marqué par le soulèvement de la chaîne de l'Atlas. La formation de l'Atlas résulte de plusieurs phases de déformations. La phase compressive principale est datée de l'Eocène moyen-supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2009). S'en suit une période de subsidence généralisée de toute la plateforme Nord-Africaine marquée par des dépôts continentaux. L'explication géodynamique de cette phase de subsidence n'est pas triviale (discussion dans Frizon de Lamotte et al., 2009). Une seconde phase compressive majeure débute au Miocène supérieur. Cette phase est associée à la collision des unités d'AlKaPeCa avec la marge Africaine et la propagation de ces déformations dans la plaque Afrique (Frizon de Lamotte et al., 2011). Dans ce contexte, il est envisageable que le dépôt des grès Numidiens soit le résultat de l'érosion du forebulge formé lors de la flexure de la plaque Afrique pendant la subduction téthysienne à cette époque (Fig. 28) (Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Guerrera et al., 2012 ; Alcalá et al., 2013).

Pour finir, depuis le Miocène mais potentiellement avant cela, l'Atlas marocain a été soulevé passivement suite à la perte d'une partie de sa lithosphère et une remontée de matériel asthénosphérique (Teixell et al., 2005 ; Missenard et al., 2006). Cette remontée de matériel chaud (« Moroccan Hotline » (MHL) dans Frizon de Lamotte et al., 2009) permet d'expliquer la surrection de l'Atlas dans sa partie Ouest. La mise en place de la MHL est aussi le résultat de l'activité du point chaud des îles Canaries depuis 70Ma et sa migration vers l'actuel bassin d'Alboran (Duggen et al., 2009). La MHL et le soulèvement de l'Atlas marocain au Miocène peuvent aussi expliquer la

remobilisation des dépôts détritiques continentaux et la décharge gréseuse de la formation Numidienne (Fig. 28).

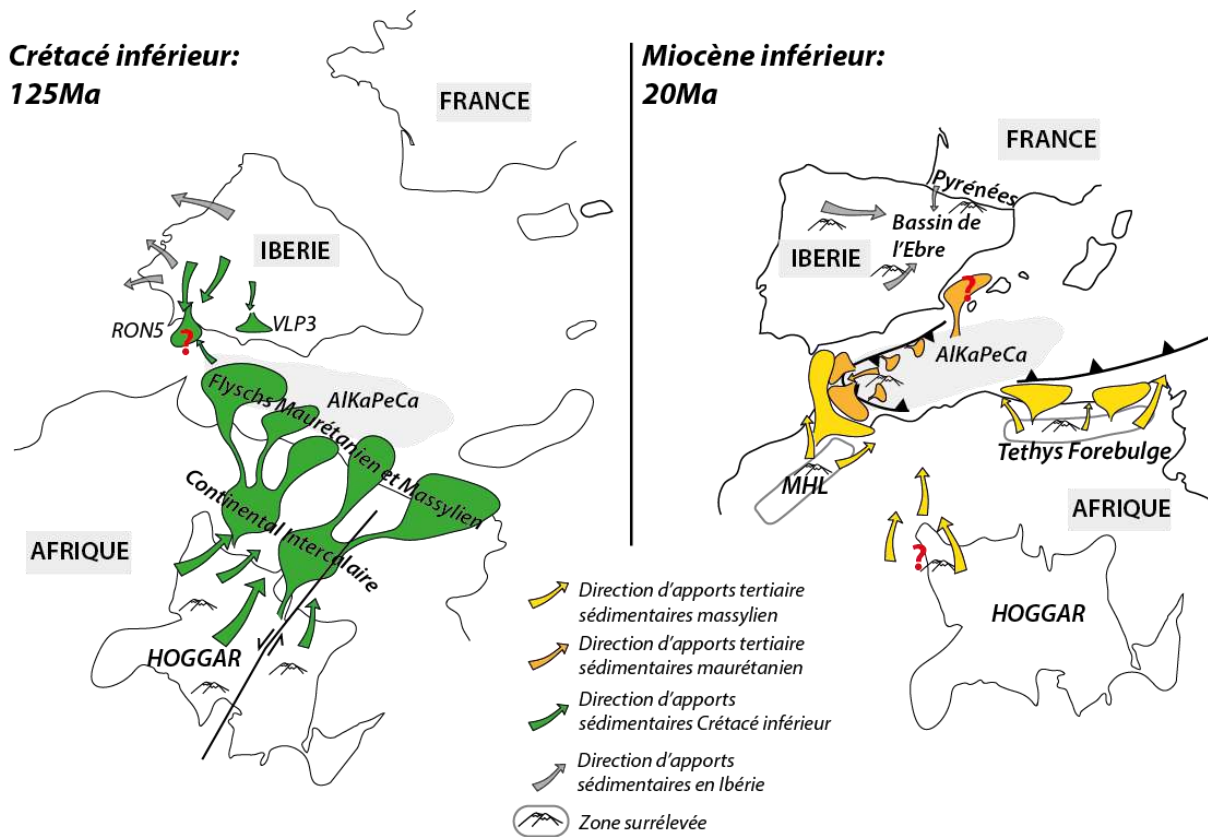


Figure 28: Représentation de la paléogéographie du bassin ouest-méditerranéen et en particulier des directions d'apport des unités de flyschs maurétaniens et massyliens au Crétacé inférieur et au Miocène inférieur. La position des plaques Afrique, Ibérie et Europe est indicative et fondée sur les reconstructions cinématiques de van Hinsbergen et al. (2014). **MHL**: « moroccan hot line ». Points d'interrogation: direction d'apport incertaine.

Comme pour la formation du Numidien, les flyschs crétacé pourraient provenir de la région du Hoggar. La dynamique des mouvements verticaux ayant affecté le massif du Hoggar au Mésozoïque est assez mal contrainte. Pour certain, le Hoggar était une zone surélevée du Mésozoïque à l'actuel au niveau de laquelle ne se sont déposés que de rares dépôts continentaux au Crétacé inférieur (Lefranc and Guiraud, 1990 ; Guiraud et al., 2005 ; Liégeois et al., 2005). A contrario, Swezey, (2009), Rougier et al. (2013), English et al. (2017) considèrent qu'une subsidence significative a affecté cette région entre le Crétacé supérieur et le soulèvement Eocène.

Au Crétacé inférieur, le Maghreb est marqué par une baisse importante du niveau marin et potentiellement par des déformations extensives liées à l'ouverture de l'Océan Atlantique (Liégeois et al., 2005 ; Frizon de Lamotte et al., 2015). Le Hoggar constituait donc un haut topographique au Crétacé inférieur et de son érosion proviendrait le matériel détritique du « continental intercalaire ». A cette époque, l'installation de réseaux fluviaux a permis le transport de ce matériel depuis l'intérieur des terres au Sud jusqu'à la marge Néo-téthysienne au nord (Lefranc et Guiraud, 1990)

(Fig. 29). Les flyschs crétacés représentent donc potentiellement l'équivalent septentrional, déposé au niveau de la marge passive, des grès continentaux du « continental intercalaire » (Fig. 28-29).

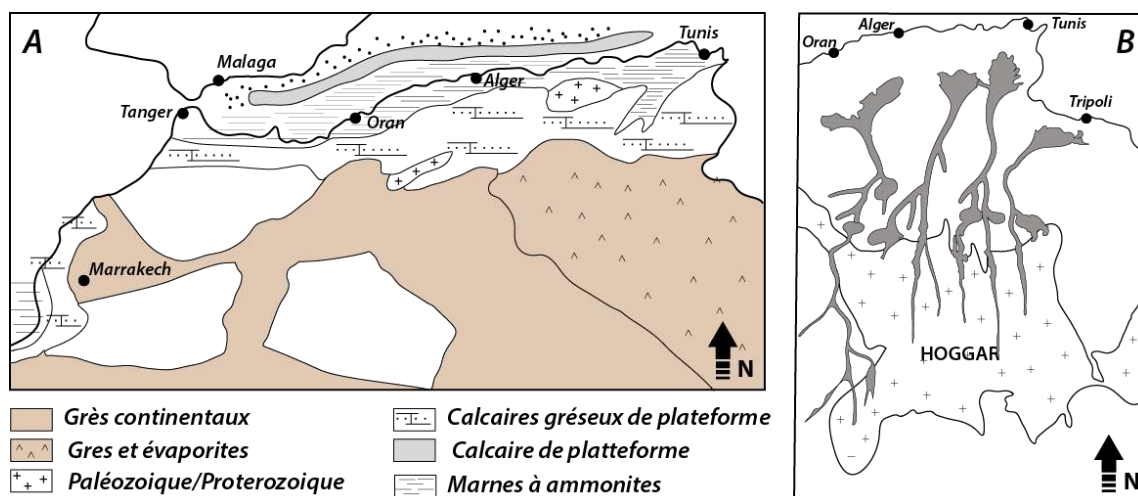


Figure 29: A: Carte paléogéographique du Maghreb et du domaine téthysien occidentale au Crétacé inférieur (Barrémien). B: organisation du paléo-réseau de drainage en Algérie orientale et en Tunisie, au Barrémien-Aptien (d'après Lefranc et Giraud, 1990).

Les données U-Pb sur zircon obtenues sur les échantillons des flysch Crétacés amènent aussi à reconsidérer certains des arguments utilisés par les défenseurs d'une source nord. Par exemple, la présence de minéraux lourds associés à des sources granitiques (Gübeli, 1984) ne peut être utilisée pour justifier d'une source d'affinité ALKaPeCa (Wildi, 1983) où le magmatisme est très restreint. L'existence de deux lithologies différentes parfois inter-stratifiées n'est pas nécessairement un argument en faveur d'une provenance nord et peut aussi être cohérente avec une seule source d'approvisionnement et de simples variations des zones drainées à terre et le déplacement des lobes turbiditiques. En revanche, les affinités avec les terrains de la dorsale calcaire mentionnées dans la partie II de ce chapitre restent une contrainte difficile à accommoder avec une alimentation des flyschs par le sud.

5.3. Affinité paléogéographique des unités internes

5.3.1. Affinité des Névado-Filabrides

Au-delà de la provenance des Unités de Flyschs, l'affinité Ibérique ou Africaine des unités internes des Bétiques et du Rif depuis la fin du cycle hercynien est toujours incertaine. L'unité des Névado-Filabrides longtemps associée aux unités d'ALKaPeCa est aujourd'hui considérée comme appartenant à la marge Ibérique depuis la fin du Paléozoïque (Gomez-Pugnaire et al., 2012 ; Rodríguez-Cañero et al., 2017 ; Jabaloy-Sanchez et al., 2018). Dans ce cas, seules les unités des Alpujarrides et Malaguides formeraient les unités d'ALKaPeCa ou de la plaque Méso-méditerranéenne, situées plus à l'Est sur la marge Européenne au Permien (Jabaloy Sanchez et al., 2018).

D'après la compilation des données U-Pb présentée dans les Figures 10,11 et 12, les populations d'âge Hercynien, Panafricain et Grenvillien confirment la position Ibérique des unités Nevado-Filabrides. De plus, d'après la Figure 11, l'épisode magmatique Cambro-Ordovicien marqué dans la signature U-Pb sur zircon et qui affecte la zone centrale Ibérique mais aussi la zone d'Ossa Morena, permet de discriminer les sources ibériques des sources africaines non affectées par l'extension arrière-arc et l'ouverture de l'océan Rhéique. Cette population bien que secondaire est observée dans l'unité NF et conformément aux conclusions apportées par Jabaloy-Sanchez et al. (2018) indique une affinité Ibérique de cette unité (Fig.30).

5.3.2. Affinité de l'unité des Malaguides

Au Permien, Esteban et al. (2017) se basent sur la population Cambro-Ordovicienne observée par dans les sédiments Permien inférieur des Malaguides pour proposer que cette unité, ai été associée aux unités de la marge Nord de la Paléotéthys (Hunic Terranes) pendant le rifting dévonien.

Dans l'échantillon RON6, des Malaguides, l'âge concordant le plus jeune est daté de 355.4 ± 4.3 Ma ce qui implique un âge Carbonifère inférieur ou plus récent pour cet échantillon en accord avec l'âge reporté par O'Dogherty et al. (2000). La répartition des âges U-Pb sur zircon pour l'échantillon RON6 est très différente de celle obtenue par Esteban et al. (2017) sur le Permien des Malaguides. La population unique assez large centrée autour de 600Ma et l'absence de la population Cambro-Ordovicienne correspondent mieux à une source africaine située au niveau du WAC (Fig. 10) qu'à celle observée en Ibérie (Fig. 11-12). D'après ces observations, je propose que l'échantillon étudié des Malaguides (RON6), appartienne à la marge Nord-Gondwanienne pendant l'ouverture de la Paléotéthys contrairement aux conclusions d'Esteban et al. (2017). Au Permien suite à la collision entre le continent Laurussia et le Gondwana, les sources Ibériques et Européennes ont pu alimenter le bassin Permien des Malaguides et fournir les zircons d'âge Cambro-ordovicien caractéristiques de ces unités (Fig. 30).

5.3.3. Affinité de l'unité des Alpujarrides

Les unités Alpujarrides/Sebtides ont été affectées par le métamorphisme associé à l'orogénèse Hercynienne (Zeck and Whitehouse, 1999 ; Zeck and Williams, 2001). La population observée à 300 Ma, associée à ce métamorphisme est légèrement plus jeune que la population hercynienne observée dans la Meseta marocaine (Fig. 10). On peut donc supposer que l'unité des Alpujarrides avait une position légèrement différente (plus interne) dans l'orogénèse Hercynienne que celle de la meseta Marocaine. Les âges Jurassiques présents dans les Alpujarrides (Fig. 12) impliquent de plus, que ces unités se trouvaient dans une région affectée par l'ouverture de la Téthys alpine.

Dans l'échantillon RON11 situés dans les Alpujarrides, l'âge concordant le plus jeune est daté de 244.3Ma, on peut donc considérer un âge maximum Trias inférieur pour cet échantillon. La population Grenvillienne, panafricaine et hercynienne ainsi que l'absence remarquable de zircons dont l'âge est compris entre 1100Ma et 1700Ma dans l'échantillon RON11 indiquent qu'au Trias inférieur, des unités de socle affectées par l'orogénèse hercynienne se trouvaient à proximité. Les sédiments de la plaque Ibérique présentent à la fois une population hercynienne ainsi que des populations Panafricaine et Grenvillienne. La solution la plus simple est donc de considérer que l'unité Alpujarride étudiée ici (RON11) était alimentée par le continent Européen au début du Mésozoïque (Fig. 26). La population Grenvillienne (~1000Ma) et l'absence de zircon d'âge compris entre 1100Ma et 1700Ma suggère que cette source Européenne se trouvait probablement proche du métacraton saharien ou du bouclier Nubien (Fig. 8) pendant le Paléozoïque en accord avec les reconstructions de la figure 30.

5.3.4. Analyse MDS

La figure 31 représente les résultats de l'analyse MDS réalisée à partir des données U-Pb sur zircons détritiques présentés dans les figures 10, 11 et 12. A ces données ont été ajoutées les âges obtenus sur les échantillons RON11 et RON6 appartenant aux Alpujarrides et aux Malaguides respectivement. L'objectif de cette analyse statistique était de faire ressortir des relations génétiques entre différents échantillons qui partagent les mêmes populations dans les mêmes proportions, afin d'en déduire leurs affinités paléogéographique.

L'analyse MDS de ces données permet de définir deux groupes d'échantillons (Fig. 31). On remarque qu'une importante majorité d'échantillons du continent africain appartiennent au **Groupe A** hormis deux échantillons au Maroc, dans le Cambrien de l'Atlas (AVI1) (Avigad et al., 2012) et un échantillon dans le Néo-protérozoïque de l'Anti-Atlas (KARA) (Karaoui et al., 2015) (Fig. 31). Les échantillons appartenant à la plaque Ibérique sont quant à eux beaucoup plus dispersés et appartiennent à l'un ou l'autre des deux groupes. Pour les unités du domaine d'Alboran, les échantillons analysés par

Jabaloy Sanchez et al. (2018) dans les Névalo-Filabrides sont majoritairement dans le **GroupeA** et l'échantillon des Malaguides analysé par Esteban et al. (2017) est lui rattaché au **GroupeB**. Les échantillons RON11 des Alpujarrides et RON6 des Malaguides appartiennent au **GroupeA**. L'analyse MDS permet donc de séparer quantitativement les sources africaines des sources ibériques. Cependant, la forte variabilité des âges stratigraphiques des sédiments étudiés qui s'étendent sur plus de 500Ma ainsi que leur dispersion géographique (Fig. 9) produit une dispersion importante des échantillons sur le graphe MDS (Fig. 31). Ce type d'analyse ne permet donc pas ici de confirmer la position « Ibérique » des unités formant les zones internes Bétiques au Permo-Trias que nous avons discutée précédemment ou de faire ressortir des signatures typiques du continent Africain ou Ibérique.

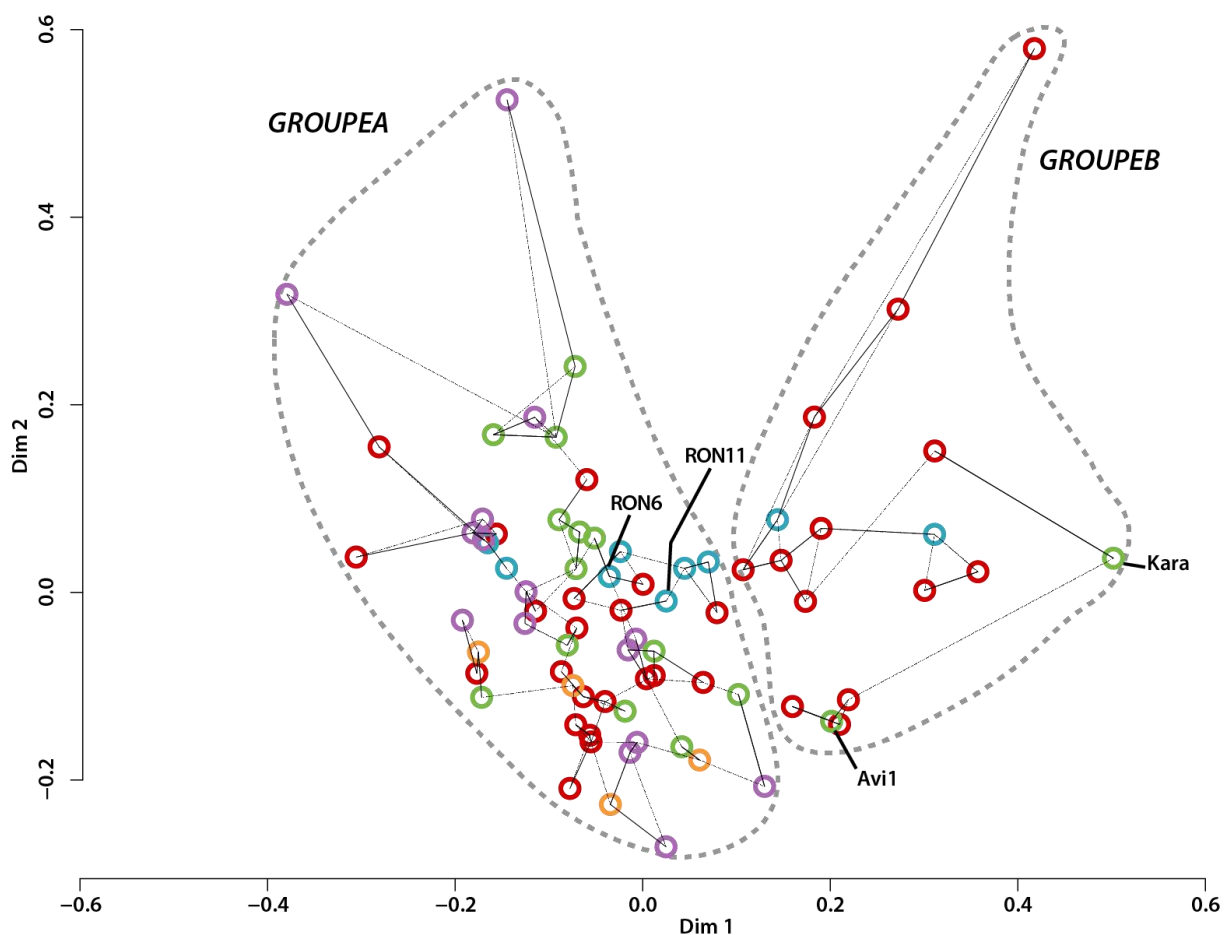


Figure 31: Positionnement multidimensionnel regroupant les données U-Pb sur zircon détritiques des zones internes obtenues au cours de cette étude (RON6 et RON11) et celles collectées dans la littérature sur des sédiments Précambriens à Crétacés inférieurs du nord-ouest de l'Afrique (vert), du méta-craton saharien (violet) en Ibérie (rouge) et dans les unités d'AlKaPeCa (bleu). Le code couleur fait référence aux couleurs utilisées dans la Figure 8. Le groupe A regroupe la majorité des échantillons africain et le groupe B est en majorité formé d'échantillons provenant d'Espagne.

6. Conclusions et perspectives

Les données géochronologiques U-Pb sur zircon produites dans le cadre de cette thèse représentent le premier jeu de données U-Pb sur zircon en domaine sédimentaire sur les unités de Flyschs du pourtour méditerranéen. En plus de représenter une base de données importante pour les futures études de provenance dans cette région du monde, ces données apportent des éléments de contrainte sur l'origine sédimentaire et sur la paléogéographie du domaine ouest-téthysien puis méditerranéen depuis le Crétacé inférieur (Fig. 28).

Les conclusions principales apportées par cette étude sont:

- Je propose que les unités des Malaguides et des Alpujarrides appartiennent à la marge Nord-Gondwanienne pendant le Dévonien et le Carbonifère. Ces unités ont ensuite été séparées du continent Africain pendant l'ouverture de la Néotéthys pour former les unités d'AlKaPeCa de la marge sud européenne ou la plaque Méso-méditerranéenne pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque selon les modèles envisagés (Chapitre 2).
- Les répartitions d'âges U-Pb obtenues pour les unités maurétaniennes et massyliennes montrent qu'au Miocène inférieur le bassin des Flyschs étaient alimentés par les unités d'AlKaPeCa dans sa partie nord et par le continent africain dans sa partie Sud. Un potentiel apport des unités d'AlKaPeCa aux flyschs du Numidien reste envisageable d'après les rares zircons miocènes inférieurs retrouvés.
- Les répartitions d'âges obtenues dans les formations massyliennes et maurétaniennes du Crétacé inférieur, de part et d'autres de l'Arc de Gibraltar montrent une alimentation unique provenant de sources sédimentaires localisées en Afrique du Nord, en accord avec le modèle proposé par Pratt et al. (2015) et en opposition avec les modèles préexistants.
- Il n'a pas été possible d'identifier précisément la source du matériel détritique en Afrique. Des études plus locales seraient nécessaires pour identifier cette source plus précisément. Les données pétrographiques soulignent néanmoins l'existence de deux sources différentes à l'origine des formations Crétacé et Miocène. Les formations de flyschs Crétacé maurétanien et massylien pourraient être les prolongations en mer des dépôts continentaux du « continental intercalaire » en partie alimentés par l'érosion du Hoggar.
- Le dépôt des flyschs miocènes n'est pas lié à la remobilisation des flyschs crétacé. En effet, ni les caractéristiques pétrographiques observables en lames minces dans le cas du Massylien, ni les répartitions d'âges, dans le cas du Maurétanien ne sont comparables entre les formations Crétacé inférieur et Miocène inférieur.

- L'hypothèse « autochtoniste » des zones internes (Chapitre 4) est appuyée par les résultats de datation U-Pb. Ces arguments sont: **(1)** la présence d'une population Cambro-Ordovicienne dans le Permien des Malaguides (Fig. 12-21) (Esteban et al., 2017), qui permet de rattacher cette unité à la zone d'Ossa Morena ; **(2)** la présence de zircons d'âges hercyniens dans les Alpujarrides (RON11) (Fig. 12-21) ; **(3)** le dépôt de matériel détritique en provenance de l'Afrique ou des unités d'AlKaPeCa sur la partie occidentale de la marge Ibérique (RON5, RON10) (Fig. 20 et Chapitre 4).

Les conclusions de cette étude apportent déjà beaucoup de contraintes à l'évolution paléogéographique de la terminaison occidentale du domaine Téthysien. Les perspectives qui en découlent sont nombreuses.

Le jeu de données considérable obtenu pour cette étude constitue une base pour la comparaison d'autres unités détritiques avec les unités de référence que nous avons échantillonnées, dans le cadre d'étude plus locales, en Afrique ou en Ibérie.

Les analyses de types MDS n'ont pas apporté de résultats concluants mais un traitement plus approfondi de la base de données d'âges U-Pb ainsi que des âges supplémentaires devraient permettre de tirer meilleur parti de cette méthode pour préciser les sources des unités de Flyschs. La pertinence de cette méthode d'analyse a en effet été démontrée par plusieurs études (Stephan et al., 2018 ; Stevens et al., 2013 ; Nie et al., 2014 ; Arboit et al., 2016 ; Rittner et al., 2016).

Pour finir, la localisation des sources sédimentaires, en rapport avec les événements géodynamiques pourrait être discutée en combinant les données traces de fission sur apatites (Chapitre 4) avec les données de datations U-Pb (Chapitre 5). L'étude de Vázquez-Vílchez et al. (2015) dans le sud-ouest de l'Espagne montre par exemple des âges de refroidissement Jurassique supérieur, associés à l'érosion des épaules de rift lors du rifting dans l'Atlantique Nord et des populations du même âge ont été obtenues dans les échantillons CPG7, appartenant aux flyschs maurétaniens Crétacé inférieur et CPG1 de l'unité prédorsalienne de Camarote. Cette épisode de refroidissement daté Jurassique supérieur Crétacé inférieur est aussi observé au Maroc, dans le Rif (Vázquez et al., 2013) et dans la Meseta Marocaine (Saddiqi et al., 2009) associé à l'épisode de rifting à cette époque (Leprêtre et al., 2018) et au soulèvement de l'arche ouest marocaine (Frizon de Lamotte et al., 2009).

Chapitre 6: Conclusion générale

Les grands objectifs à la base de ce travail de thèse étaient d'apporter des contraintes nouvelles aux modèles géodynamiques et cinématique de la terminaison ouest de la Téthys au Mésozoïque et de la Méditerranée Occidentale au Tertiaire, à la transition Afrique-Ibérie.

Comment l'étude des flyschs peut-elle contraindre la géodynamique la paléogéographie de la Téthys Occidentale ?

Les conclusions principales que nous tirons de l'étude de l'Unité des Flyschs sont les suivantes :

L'étude de l'évolution thermique tirée de l'analyse thermochronologique trace de fission et (U-Th)/He sur apatites des turbidites d'âge Crétacé inférieur et Miocène inférieur des Unités de Flyschs a montré que les séries de flyschs crétacé inférieur déposés sur la paléomarge Ibérique ont subi une première phase de refroidissement au Paléogène (~50 Ma). On interprète ce refroidissement comme un marqueur des premiers stades de déformation des unités de flyschs. L'âge de ces déformations est cohérent avec celui de l'exhumation observée dans les Pyrénées (Filleaudeau, 2011 ; Whitchurch et al., 2011) et dans le bassin de Cameros (Rat et al., 2018). Ces déformations sont aussi en accord avec l'évolution sédimentaire enregistrée dans les zones externes (Vera, 2000 ; Guerrera et al., 2006), et l'accélération de la subsidence dans les zones internes des Bétiques (Malaguides) en relation avec la place d'un bassin d'avant-pays dans les zones externes (Lonergan and Mange-Rajetzky, 1994 ; Hanne et al., 2003). Dans l'unité des flyschs, ces déformations n'avaient pas été réellement documentées, bien que cette période se caractérise aussi par une augmentation de la sédimentation détritique. Ces déformations précoces étaient donc considérées comme restreintes à la partie nord de la plaque méso-méditerranéenne et associées à la terminaison occidentale de la Téthys Alpine (océan Névalo-Filabrides) (Guerrera et al., 2006) mais négligeables dans le bassin des Flyschs (Guerrera et al., 2014a, b).

Après ce premier refroidissement, qui a affecté les unités de flyschs du Crétacé inférieur, l'ensemble des unités de flyschs connaissent une période de refroidissement rapide lors de déformations Miocène inférieur à moyen. Cet épisode de déformation compressive dans les unités de flyschs est associé à l'exhumation rapide des unités métamorphiques en lien avec la délamination lithosphérique et à l'extension sous l'actuel bassin d'Alboran.

L'inversion des données de thermochronologie basse-températures a aussi permis de contraindre la température maximale atteinte par l'Unité des Flyschs. Il en ressort que les turbidites, aussi bien Crétacé inférieur que Miocène inférieur n'ont pas atteint des températures supérieures à 120°C. Ces sédiments n'ont donc pas subi d'épaississement tectonique ou un enfouissement important depuis le Crétacé inférieur.

L'épaississement attendu lors du développement d'un prisme d'accrétion tel que proposé dans le cadre de l'ouverture du bassin d'Alboran peut être discuté. Lors de la formation d'un prisme d'accrétion océanique, l'accrétion de matière se fera essentiellement par accrétion frontale, par la mise en place de nappes importantes à l'avant du prisme (Willett et al., 2001). L'épaississement du prisme dépend de plusieurs paramètres comme l'efficacité du niveau de décollement ou les épaisseurs sédimentaires accrétées. Dans le bassin des Flyschs, les niveaux de décollement sont formés par les argiles et les marnes crétacé supérieur à Paléocène et possiblement par les niveaux de sel triasiques. L'épaisseur de la série sédimentaire, dans ce bassin est difficile à évaluer, mais devait être comprise entre 2 et 3km. Il est difficile d'évaluer l'épaisseur attendue du prisme formé par les unités de flyschs, mais on peut s'attendre au minimum à un doublement de l'épaisseur sédimentaire. L'hypothèse d'un prisme important, formé au front des unités internes d'Alboran pendant leurs migrations vers l'Ouest depuis le Miocène inférieur à moyen n'est donc pas compatible avec nos données.

Dans l'ouest des Cordillères Bétiques, l'étude du contact entre les flyschs tertiaires et les zones externes a aussi permis d'explicitier le rôle joué par le sel triasique dans les relations structurales entre les flyschs et unités subbétiques. Les flyschs, sont retrouvés en divers endroits, en contact stratigraphiques ou de type « weld » avec des séries condensées ou incomplètes (e.g. la formation des « argiles à blocs ») des subbétiques. Les contacts de type « weld » représentent des contacts secondaires associés aux mouvements tardifs du sel, et les contacts stratigraphiques sont associés à des mini-bassins formés au toit de la canopée au Crétacé supérieur-Paléocène. Nos observations personnelles ont aussi mis en avant l'absence d'arguments de terrain attestant d'un déplacement important entre les subbétiques et l'unité des flyschs. Suite à ce travail de thèse, sur la base de nos observations, celles de Flinch and Soto, (2017) et en accord avec les données de thermochronologie basse température que nous avons obtenues, nous proposons que l'Unité des Flyschs possède une origine autochtone à para-autochtone.

La déformation de l'Unité des Flyschs est associée au déplacement de cette unité. Déterminer la position initiale de l'Unité de Flyschs représente donc un enjeu majeur pour préciser les scénarios géodynamiques associés à la formation des Bétiques.

La Partie 5 de ce manuscrit s'est consacrée à l'étude de la paléogéographie de la terminaison ouest-téthysienne aux périodes clefs du Crétacé inférieur et du Miocène inférieur. Pour cela, j'ai analysé le résultat d'analyse géochronologique U-Pb sur zircon réalisées sur l'ensemble des formations composant l'Unité des Flyschs dans les Cordillère des Bétiques et le Rif. Les résultats de cette étude montrent que les formations de flyschs Crétacé proviennent de l'érosion de sources localisées sur le continent Africain. Nous avons aussi pu montrer que les flyschs du Miocène inférieur provenaient de l'érosion de sources localisées en Afrique pour les séries les plus externes (Massylien) et de l'érosion des unités d'AlKaPeCa pour les séries de flyschs les plus internes (Maurétanien). Au niveau de la marge nord-africaine, nous avons aussi établi que les régions du

Hoggar ou de l'Atlas marocain constituent les sources les plus probables des grès du Crétacé inférieur et des grès massyliens du Miocène inférieur. L'unité des zones internes d'où proviennent les grès Miocène inférieur des unités les plus internes de flyschs (Maurétanien) n'a pas pu être déterminée précisément. Ces grès pourraient provenir de l'unité des Malaguides, d'une unité aujourd'hui non présente à l'affleurement, de l'unité des Alpujarrides ou bien correspondre à l'érosion de plusieurs sources.

Géographiquement, si on admet que les Flyschs sont autochtones à para-autochtones, leur source, c'est à dire les zones internes dans le cas des flyschs maurétaniens, ne pouvait pas se situer à une distance trop importante. Le plus grand système turbiditique observé à l'actuel dans le domaine ouest-méditerranéenne se trouve dans le bassin de Valence et fait une taille de 400km. Cette valeur représente une limite supérieure pour la distance à laquelle se trouvaient les zones internes par rapport à la position actuelle occupés par les flyschs maurétaniens du Miocène inférieur. La morphologie du bassin de Valence et le contexte géodynamique actuel sont favorable à la mise en place d'un système turbiditique de grande envergure. En revanche, au Miocène inférieur, ces flyschs se sont déposés en lien avec des déformations compressives/extensives dans les zones internes. Ce bassin était probablement orienté globalement N-S et cette configuration est incompatible avec la mise en place d'un système turbiditique tel que celui observé dans le bassin de Valence.

Quels impacts sur les modèles géodynamiques de la méditerranée occidentale ?

Les résultats majeurs exposés dans cette synthèse et l'ensemble des observations effectuées dans le cadre de cette étude nous permettent d'envisager un modèle d'évolution géodynamique régional différent de ceux existants, et présenté dans le chapitre 4.

Nous proposons qu'en Méditerranée Occidentale, les Cordillères des Bétiques aient, dans un premier temps, évoluées selon un modèle d'«orogène de collision ». Cette première phase orogénique aurait eu lieu à l'Eocène et était donc contemporaine des déformations majeures observées dans les Pyrénées et dans l'Atlas. Cette première phase de déformation généralisée depuis l'Atlas jusqu'au nord de la plaque Ibérique implique un couplage mécanique important permettant un transfert efficace des contraintes au travers des différents systèmes orogéniques de la région. Le domaine Ouest téthysien était donc probablement fragmenté en différents bassin continentaux sans bassin océanique majeur. La deuxième phase de l'histoire des Bétique correspond plus au modèle d'«orogène de subduction» associé au retrait d'un panneau lithosphérique qui débute à l'Oligocène.

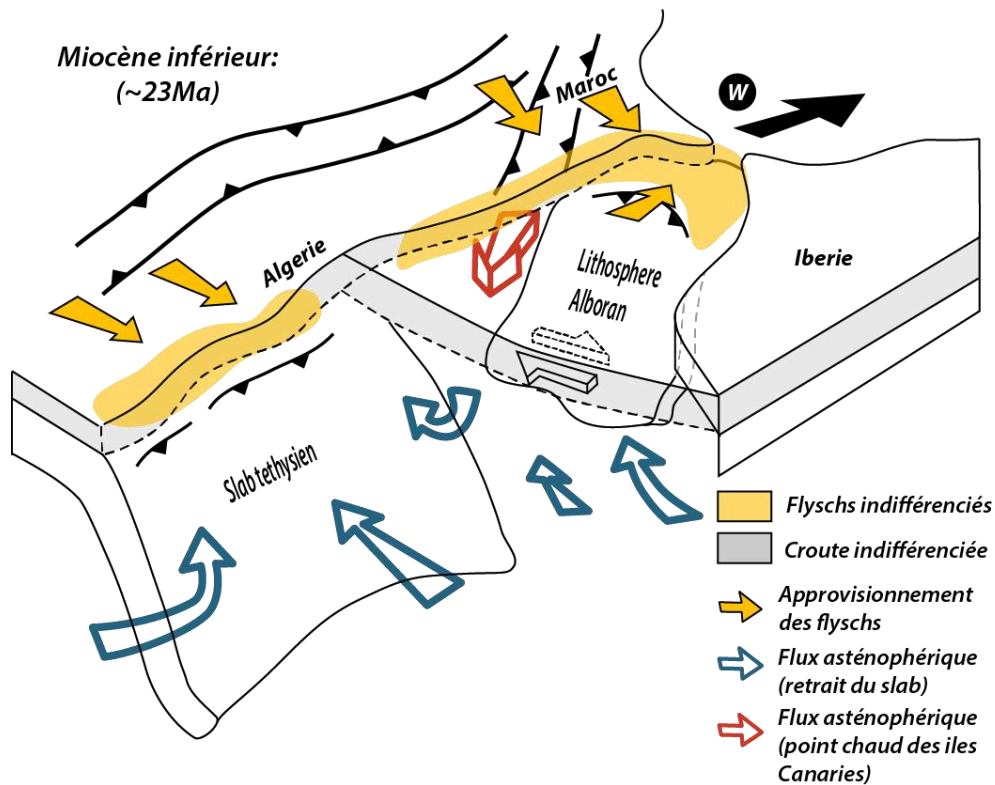


Figure 1 : Représentation en 3D de la Méditerranée Occidentale au Miocène, au Miocène inférieur qui montre le retrait du slab téthysien vers le sud au niveau des Kabylides et la délamination de la lithosphère sous le domaine d'Alboran, associé à l'extension et la migration des zones internes des Bétiques vers l'ouest. Le panneau lithosphérique est encore en partie attaché sous la marge africaine et sous la marge Ibérique. Les flux asthénosphériques majeures supposées et avérées sont représentés par les flèches évidées. Sont aussi indiquées la position des flyschs Miocènes inférieurs et les directions d'approvisionnement.

Je propose que la subduction dans le domaine ouest Méditerranéen ait été restreinte à la partie est, au niveau de l'actuel Golfe du Lion et des chaînes Kabyles (Fig. 1). Dans la région d'Alboran, on propose qu'à partir de l'Oligocène supérieur, ait débuté la délamination vers l'ouest du manteau lithosphérique de la chaîne d'Alboran. Déterminer la cause de cette délamination va au-delà des problématiques abordées dans le corps de ce manuscrit mais elle pourrait être attribuée à l'instabilité de la lithosphère continentale épaissie au Paléogène. Le début de la délamination lithosphérique peut être dû aux mouvements convectifs dans l'asthénosphère provoqués par le retrait du slab Tethysien au niveau du Golfe du Lion et/ou à des instabilités d'échelle lithosphériques acquises au cours des événements antérieurs successifs d'extension et de compression (Duggen e al., 2009). La délamination lithosphérique initiée dans cette zone a permis la création d'une dépression à grande échelle. La migration de la zone la plus subsidente avec la migration rapide du front de délamination vers l'ouest aurait permis le dépôt des formations de type flyschs sur une vaste zone géographique. Les dernières étapes sont marquées par l'exhumation vers 18 Ma, et le soulèvement de la topographie à partie de 7-5 Ma en réponse à la déchirure du panneau lithosphérique en profondeur.

Les questions majeures auxquelles nous avons essayé de répondre à travers l'étude de l'Unité des Flyschs étaient :

- **Comment s'est manifesté dans cette zone, le passage d'un orogène de collision à un orogène de subduction ?**

La transition d'un orogène de collision à un orogène de subduction dans l'ouest méditerranéen a eu lieu entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, en lien avec la délamination lithosphérique et le retrait du slab en Méditerranée occidentale. Les mouvements verticaux positifs et négatifs causés par les événements profonds sont à l'origine du dépôt des flyschs Miocène inférieur.

- **Quelle a été l'ampleur des mouvements décrochants dans cette région ?**

L'étude de la déformation et de la thermicité des flyschs a permis de limiter les déplacements latéraux habituellement considérés dans les Bétiques que l'on considère comme ayant été de l'ordre de 200km depuis le Crétacé supérieur.

- **Quelle était la nature du domaine à la limite de plaque entre l'Afrique et l'Eurasie ?**

Une des innovations majeures de ce modèle concerne la nature de la limite de plaque entre l'Espagne et l'Afrique. Je propose un modèle dans lequel le domaine à la jonction entre les domaines téthysien et atlantique était formé par de la croûte continentale. L'absence de domaine océanique permet d'expliquer la propagation des déformations depuis les Pyrénées jusqu'à l'Atlas dès le Paléogène. En effet, on s'attend à ce que la déformation se localise en priorité au niveau des domaines océaniques qui une fois fermés, permettent un couplage plus important et la propagation des déformations.

Tables des illustrations

CHAPITRE 1

FIGURE 1: ILLUSTRATION DES CYCLES DE WILSON SUCCESSIFS ET DE LA POSITION DES CONTINENTS A LA SURFACE DE LA TERRE DEPUIS LE CAMBRIEN EN LIEN AVEC LES PERIODES D'AMALGAMATION (COLLISION ET OROGENESE) ET DE DISLOCATION (ACCRETION OCEANIQUE) DES MASSES CONTINENTALES (RENARD ET AL., 2015).....	8
FIGURE 2: SCHEMA DE LA STRUCTURE DU DOMAINE ALPIN, ET DES MARGES EUROPEENNE ET D'ADRIA ILLUSTRANT LES DIFFERENTS DOMAINES D'UNE MARGE PASSIVE AU MOMENT DU RIFTING ET PENDANT LA PHASE DE COLLISION. EN GRIS CLAIR, LA ZONE DE CROUTE CONTINENTALE PEU OU PAS AMINCIE, NZ: ZONE D'ETRANGLEMENT (NECKING ZONE) ; EN GRIS SOMBRE, LE ZONE DE CROUTE HYPER-AMINCIE ET D'EXHUMATION DE MANTEAU SOUS-CONTINENTAL (D'APRES MOHN ET AL. (2014)).....	10
FIGURE 3: (A): SCHEMA DE MARGES CONVERGENTES EN CONTEXTE DE SUBDUCTION OCEANIQUE CLASSIQUE CARACTERISE PAR LA FORMATION D'UN PRISME DE SUBDUCTION CONSTITUE DE FLYSCHS DEPOSES SUR LA CROUTE OCEANIQUE OU TRANSITIONNELLE ET DES VITESSES DE CONVERGENCE ELEVEES ; (B): CONTEXTE COLLISIONEL, AVEC SUBDUCTION CONTINENTALE, VITESSE DE CONVERGENCE PLUS FAIBLE CAR LA COLLISION EST A UN STADE AVANCE, METAMORPHISME DE HP-BT ET MP-HT ; (C): COLLISION CONTINENTALE SANS SUBDUCTION, VITESSE DE CONVERGENCE FAIBLE, UNIQUEMENT PRESENCE DE METAMORPHISME DE MP-HT.....	12
FIGURE 4: ILLUSTRATION DES DEUX PRINCIPAUX TYPES D'OROGENES. LES OROGENES DE SUBDUCTION SE FORMENT EN LIEN A UN SLAB OCEANIQUE SUFFISAMMENT DEVELOPPE TANDIS QUE LES OROGENES DE COLLISION RESULTENT DE LA COLLISION ENTRE DEUX MASSES CONTINENTALES PEU DENSES SANS SUBDUCTION MAJEURES (ROYDEN AND FACCENNA., 2018).....	13
FIGURE 5: CHEMIN PRESSION-TEMPERATURE TEMPS POUR L'UNITE ECLOGITIQUE DE TSO MORARI (EN NOIR) ET POUR LES UNITES CRISTALLINES DU HAUT HIMALAYA (BOITE Z ET CHEMIN POINTILLE)(DE SIGOYER ET AL., 2000).	14
FIGURE 6: RELATION ENTRE COLLISION CONTINENTALE ET EXHUMATION DES ZONES INTERNES METAMORPHIQUES, FLEXURE DE LA PLAQUE INFERIEURE ET DEPOTS DE SEDIMENTS SYN-OROGENIQUES DANS LE BASSIN D'AVANT PAYS (D'APRES DECELLES AND GILES, 1996).	15
FIGURE 7: CARTE GEOLOGIQUE REGIONALE DE LA MER DE CHINE DU SUD. L'ENCADRE ROUGE INDIQUE LA POSITION DE LA ZONE DE TRANSITION ENTRE SUBDUCTION OCEANIQUE DANS LA PARTIE SUD ET ACCRETION CONTINENTALE DANS LA PARTIE NORD. LES LIGNES POINTILLEES ORANGES JAUNES ET NOIRS REPRESENTENT RESPECTIVEMENT LA TRANSITION CROUTE CONTINENTALE/CROUTE OCEANIQUE (COT) D'APRES (BRAIS ET AL., 1993 ; HSU ET AL., 2004 ; LIU ET AL., 2018). CARTE MODIFIEE D'APRES LESTER ET AL., 2014.. LE PROFILE TOMOGRAPHIQUE A (MCINTOSH ET AL., 2013) EST LOCALISE PAR LE TRAIT NOIR AU SUD DE TAIWAN. MT : MANILLA TRENCH ; HP : HENGCHUN PENINSULA ; NLA : NORTH LUZON ARC ; ATC : ACCRETED TRANSITIONAL CRUST; FB : FOREARC BLOCK.....	17
FIGURE 8: (A): LOCALISATION, DES ECHANTILLONS PRELEVES PAR VACHERAT ET AL., 2014 DANS LE BASSIN DE MAULEON (B): MODELISATION TEMPS-TEMPERATURE DES DONNEES TRACE DE FISSION ET (U-Th)He SUR ZIRCON REALISEES AVEC LE LOGICIEL HEFTY. EN VERT SONT REPRESENTES LES CHEMINS « ACCEPTABLES » ET EN VIOLET LES CHEMINS CONSIDERES COMME « BONS ». LA ZONE MARQUEE EN ROUGE (80-50MA) CORRESPOND A LA PERIODE D'INVERSION EN CONTEXTE « CHAUD » DE LA MARGE DISTALE AVANT LE REFROIDISSEMENT RAPIDE LIE A LA DEFORMATION DE LA MARGE PROXIMALE MOINS AMINCIE. LES ENCADRES REPRESENTENT LES CONTRAINTES EN TEMPS ET EN TEMPERATURE UTILISEES POUR CES MODELISATIONS.	18

CHAPITRE 2

FIGURE 1: CARTE DES PRINCIPAUX DOMAINES MORPHO/TECTONIQUES QUI CONSTITUE LA TERMINAISON OCCIDENTALE DE LA MEDITERRANEE ET COUPE STRUCTURALE NO-SE A TRAVERS LES BETIQUES, LE BASSIN D'ALBORAN ET LE RIF (D'APRES FLINCH AND SOTO., 2017). LA LOCALISATION DE LA COUPE EST INDIQUEE PAR UN TRAIT NOIRE EPAIS SU LA CARTE ; POINTILLES NOIRS: FRONT DE DEFORMATION ; POINTILLES ROUGES: LIMITE ZONES INTERNES/ZONES EXTERNES ; EN ORANGE: UNITE DES FLYSCHS DANS LES BETIQUES ET LE RIF. SAB: BASSIN D'ALBORAN SUD; WAB: BASSIN D'ALBORAN OUEST; EAB: BASSIN D'ALBORAN EST ; AL , MA, NF: RESPECTIVEMENT ALPUJARRIDES, MALAGUIDES ET NEVADO-FILABRIDES ; GKA, PKA: GRANDE ET PETITE KABYLIES; SB, PB: RESPECTIVEMENT SUBBETIQUES ET PREBETIQUES ; BDG: BASSIN DU GUADALQUIVIR (MODIFIE D'APRES DOCOUTO ET AL., 2016 ET GOMEZ DE LA PEÑA ET AL., 2018).	23
FIGURE 2: DIFFERENTES RECONSTRUCTIONS CINEMATIQUES MONTRANT LA POSITION DE L'IBERIE PENDANT LE CRETACE INFERIEUR (ANOMALIE M0: ~118MA) ET AU MOMENT DU DEBUT DE LA CONVERGENCE AFRIQUE-EUROPE AU CRETACE SUPERIEUR. A: MODELE D'OLIVET (1996) ; B: MODELE DE SIBUET ET AL., 2004 ; C: MODELE DE JAMMES ET AL., 2009.	24
FIGURE 3: CONVERGENCE NORD-SUD ENTRE LE NORD-OUEST DE L'AFRIQUE ET L'EUROPE (COURBE ROUGE), LE NORD-OUEST DE L'AFRIQUE ET L'IBERIE AU NIVEAU DES BETIQUES (COURBE VERTE) ET ENTRE L'EUROPE ET L'IBERIE (COURBE BLEU) DEPUIS 83,5 MA (ANOMALIE 34). LES ENCADRES A ET B MONTRENT LES DEPLACEMENTS ABSOLUS DES PYRENEES CENTRALES ET DES BETIQUES (MACCHIAVELLI ET AL., 2017).	25
FIGURE 4: RECONSTRUCTION CINEMATIQUE, DE LA NEOTETHYS OCCIDENTALE, A LA TRANSITION JURASSIQUE-CRETACE (A) ET A L'EO-OLIGOCENE (B). AL: LOCALISATION DES UNITES D'ALBORAN ; SYMBOLES DE CHEVAUchemENTS ROUGES: LOCALISATION DES DEFORMATIONS COMPRESSIVES (MODIFIE D'APRES SCETTINO ET TURCO, 2011).	27
FIGURE 5: MODELE D'OUVERTURE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE EN LIEN AVEC LA MIGRATION VERS L'OUEST DU BLOC D'ALBORAN LE LONG DE GRANDS DEROCHEMENTS TEL QUE PROPOSE PAR BOUILLIN ET AL. (1986) (D'APRES CASCIELLO ET AL., 2015).	28
FIGURE 6: MODELE D'OUVERTURE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE PAR RETRAIT DE LA ZONE DE SUBDUCTION TETHYSIENNE TEL QUE PROPOSE PAR LONERGAN AND WHITE (1997) (D'APRES CASCIELLO ET AL., 2015).	28
FIGURE 7: MODELE D'OUVERTURE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE PAR DELAMINATION DE LA LITHOSPHERE SOUS UNE ZONE DE LITHOSPHERE EPAISSIE, TEL QUE PROPOSE PAR PLATT AND VISSERS, 1989 (D'APRES CASCIELLO ET AL., 2015).	30
FIGURE 8: MODELE D'OUVERTURE DE LA MEDITERRANEE PAR RETRAIT VERS LE NORD-OUEST PUIS VERS L'OUEST DE LA ZONE DE SUBDUCTION TEL QUE PROPOSE PAR VERGES ET FERNANDEZ (2012).	30
FIGURE 9: DIFFERENTES REPRESENTATIONS 3D DE L'ANOMALIE POSITIVE DE VITESSE SOUS LA TERMINAISON OCCIDENTALE DE LA MEDITERRANEE. A: SCHEMA TIRE DE MANCILLA ET AL. (2015) METTANT EN AVANT LA DECHIRURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE SOUS LA MARGE IBERIQUE. B: REPRESENTATION SIMPLIFIEE TIREE DE PALOMERAS ET AL. (2014) MONTRANT LE SLAB TOUJOURS ATTACHE A LA CROUTE SOUS LE RIF ET SOUS LES BETIQUES AU NIVEAU DE GRENADE ET LA PRESENCE D'UNE FENETRE ASTHENOSPHERIQUE. C: IMAGERIE 3D DU SLAB RECONSTITUEE D'APRES LES DONNEES DE VITESSE DES ONDES P (BEZADA ET AL., 2013).	32
FIGURE 10: REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET AGES DES DIFFERENTS AFFLEUREMENTS DE ROCHES VOLCANIQUES DANS LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE (MODIFIE D'APRES ROSENBAUM ET AL., 2002).	33
FIGURE 11: CARTE DE LA PROFONDEUR DU MOHO POUR LA PLAQUE IBERIQUE ET LE NORD DU MAROC, (PALOMERAS ET AL., 2017). LA ZONE MARQUEE PAR LE POINTILLE ROUGE REPRESENTE LA TRACE DE L'ANOMALIE DE VITESSE A 60 KM DE PROFONDEUR. LE TRIANGLE BLANC MARQUE LA POSITION DE LA SIERRA NEVADA.	34
FIGURE 12: AGE DU PASSAGE D'UNE SEDIMENTATION MARINE A CONTINENTALE DANS LES BASSINS A TERRE DES BETIQUES ET DU RIF (IRIBARREN ET AL., 2009).	35

FIGURE 13: CARTE GEOLOGIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR REPRESENTANT LES PRINCIPALES UNITES TECTONO-SEDIMENTAIRES. LA LIGNE ROUGE EPAISSE INDIQUE LA LOCALISATION DE LA COUPE DE LA FIGURE 33 (MODIFIE D'APRES FRASCA ET AL., 2015 ; DO COUTO ET AL., 2016 ; MARTINEZ-GARCIA ET AL., 2017).....	36
FIGURE 14: COUPE SCHEMATIQUE REPRESENTANT L'AGENCEMENT TECTONIQUE DES DIFFERENTES UNITES DANS LES CORDILLERES BETIQUES ET DU RIF (VERGES ET AL., 2012).	37
TABLEAU 1: NOMENCLATURE DE QUELQUES-UNES DES UNITES ET FORMATIONS ASSOCIEES, ABORDEES DANS LA SUITE DE CE MANUSCRIT. EN ORANGE: NOM DES FORMATIONS DANS LA CHAINE DU RIF ; EN VERT: DANS LES KABYLIES ; EN BLEU: EN SICILE.	38
FIGURE 15 : COURBE DE SUBSIDENCE MONTRANT LES EPISODES DE RIFTING TRIAS (ROSE) ET JURASSIQUE SUPERIEUR (BLEU) SUIVI PAR LA MISE EN PLACE DU FORELAND VERS 50Ma DANS L'UNITE DES MALAGUIDES, DANS LA REGION DE LA SIERRA ESPUNA (HANNE ET AL., 2003).....	39
FIGURE 16: COUPE STRUCTURAL ILLUSTRANT LE STYLE DE DEFORMATION DANS LES PREBETIQUES DE L'EST (ROCA ET AL., 2006).	40
FIGURE 17: COUPE GEOLOGIQUE REGIONALE DANS LES BETIQUES CENTRALES DE LA REGION DE JAEN (COUPE DU HAUT) ET DANS LE RIF (COUPE DU BAS) (PLATT ET AL., 2003A). SONT REPRESENTES LES PRINCIPAUX DOMAINES STRUCTURAUX, AVEC DEPUIS LE SE, LES ZONES INTERNES INDIFFERENCIEES (ALBORAN DOMAIN), LES SUBBETIQUES (MESORIF) INTERNES, MEDIANS ET EXTERNES, LE DOMAINE INTERMEDIAIRE ET LES PREBETIQUES (PRERIF) AINSI QUE LE BASSIN D'AVANT-PAYS DU GUADALQUIVIR ET DU RHARB. POUR LES ZONES EXTERNES, LES COULEURS CORRESPONDENT A L'AGE DES DEPOTS (ROSE: TRIAS ; BLEU: JURASSIQUE ; VERT: CRETACE ; JAUNE: NEOGENE).....	41
FIGURE 18: COLONNE STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUES DES SUBBETIQUES MOYENS ET DES SUBBETIQUES INTERNES (PENIBETIQUE) DANS L'OUEST DES CORDILLERES BETIQUE (D'APRES VERA ET AL., 2004).	42
FIGURE 19: REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES AFFLEUREMENTS APPARTENANT AU NEVADO-FILABRIDES.....	44
FIGURE 20: (A): AGES DU PIC DE TEMPERATURE ASSOCIE A L'EVENEMENT METAMORPHIQUE DE HAUTE TEMPERATURE, DETERMINE A PARTIR DE DATATIONS U-Pb SUR ZIRCONS OU PAR MODELISATION THERMIQUE (SITE 4). LES LOCALITES CORRESPONDENT A CELLES DE (B). (B): AGES RADIOMETRIQUES DISPONIBLES SUR LES UNITES DE HAUT GRADE DES ZONES INTERNES DES BETIQUES ET DU RIF (PLATT ET AL., 2003C).	46
FIGURE 21: REPARTITION DES AFFLEUREMENTS APPARTENANT AUX MALAGUIDES ET AUX GHOMARIDES ET LOCALISATION DE LA REGION DE LA SIERRA ESPUNA.	47
FIGURE 22: COLONNE STRATIGRAPHIQUE GENERALE DES MALAGUIDES, CENTREE SUR LA PARTIE PALEOZOÏQUE (ESTEBAN ET AL., 2017).....	48
FIGURE 23: STRATIGRAPHIE TERTIAIRE DES MALAGUIDES DANS LA REGION DE SIERRA DE ESPUÑA (MARTIN MARTIN ET AL., 1997 ; SERRA KIEL ET AL., 1998 ; MAATE ET AL., 2000).	49
FIGURE 24: REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES AFFLEUREMENTS (EN BLEU) APPARTENANT A LA DORSALE CALCAIRE.....	50
FIGURE 25: COLONNES STRATIGRAPHIQUE DES MALAGUIDES, DE LA DORSALE INTERNE ET DE LA DORSALE EXTERNE TELLES QUE DECRITES DANS LE RIF (PERRONE ET AL., 2006 ; VITALE ET AL., 2014).....	52
FIGURE 26: CARTE DES DIFFERENTS DOMAINES CRUSTAUX OFFSHORE DANS LA REGION DE L'ARC DE GIBRALTAR ET PRINCIPALES UNITE TECTONIQUES DES CORDILLERES DES BETIQUES ET DU RIF (D'APRES DE LA PEÑA ET AL., 2018).	53
FIGURE 27: CHRONOLOGIE DES PRINCIPAUX EVENEMENTS THERMIQUES, SEDIMENTAIRES, MAGMATIQUES ET TECTONIQUES QUI ONT AFFECTES LE BASSIN OUEST ALBORAN DEPUIS LE MIOCENE INFÉRIEUR. POUR LE DETAIL DES EVENEMENTS DECRITS, SE REFERER A COMAS ET AL. (1999).	54
FIGURE 28: CARTE GEOLOGIQUE A GRANDE ECHELLE REPRESENTANT LES DIFFERENTS AFFLEUREMENTS ATTRIBUES AUX UNITES DE FLYSCHS MESOZOIQUES DEPUIS LES APPENINS JUSQU'À L'ARC DE GIBRALTAR.	56
FIGURE 29: CONFIGURATION PALEO GEOGRAPHIQUE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE ILLUSTRANT LA POSITION ET EN COUPE DES GRANDS DOMAINES LITHO-STRATIGRAPHIQUES. A: RECONSTRUCTION PALEO GEOGRAPHIQUE AU CRETACE	

SUPERIEUR-PALEOCENE D'APRES MICHARD ET AL. (2002) ; B: COUPE SCHEMATIQUE AU CRETACE (MODIFIE D'APRES MICHARD ET AL., 2014) ; C: COUPE SCHEMATIQUE AU PALEOCENE (MODIFIEE D'APRES LEPRETRE ET AL., 2018).	59
FIGURE 30: CARTE DE LA REPARTITION DES SERIES NUMIDIENNES INTERNES ET EXTERNES DANS LES CHAINES PERIMEDITERRANEEENNE. DANS LA PARTIE INFERIEURE DE L'IMAGE, COLONNE CHRONOSTRATIGRAPHIQUES DES SUCCESSIONS TYPES DES DIFFERENTS FACIES DU NUMIDIEN, LA POSITION DES DIFFERENTS LOGS EST INDIQUEE PAR LES LETTRES SUR LA CARTE. LES LITHOLOGIES DES SERIES DE TYPES EXTERNE ET INTERNE SONT DECRITES DANS LE TEXTE, POUR UNE DESCRIPTION DETAILLEE DES DIFFERENTES LITHOLOGIES VOIR LE PAPIER DE REFERENCE (GUERRERA ET AL., 2012)	60
FIGURE 30: COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION D'ALJIBE (LUJAN ET AL., 2006)	61
FIGURE 32: CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DES CHAINES DES BETIQUES ET DES MAGHREBIDES REPRESENTANT LES LA LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS DE FLYSCHS CRETACE INFERIEUR AINSI QUE LES COLONNES STRATIGRAPHIQUES REPRESENTATIVES DES SERIES TYPES DANS LES BETIQUES (1), LE RIF (2), LES KABYLIES (3), SICILE (4). (GIGLIUTO AND PUGLISI, 2002).	62
FIGURE 33: CARTE GEOLOGIQUE DE L'EXTREMITE OUEST DE L'ARC DE GIBRALTAR (DIDON ET AL., 1973) ET LOCALISATION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DES UNITES D'ALGECIRAS DANS LES BETIQUES ET DE BENI-IDER DANS LE RIF (D'APRES ZAGHLOUL ET AL., 2002 ; DE CAPOA ET AL., 2007).	65
FIGURE 34: COUPE STRUCTURALES DU RIF D'APRES MICHARD ET AL. (2008). ENCART, GROS PLAN SUR L'UNITE DES FLYSCHS, ILLUSTRANT LA POSITION STRUCTURALE SUPERIEURE DES UNITES MAURETANIENNES (EN ROUGE) DE BENI-IDER ET DU JEBEL TISIREN PAR RAPPORT AUX UNITES MASSYLIENNES (EN JAUNE) DU NUMIDIEN ET DE MELOUSSA.	66
FIGURE 35: COUPE STRUCTURALE AU NIVEAU DU CAMPO DE GIBRALTAR MONTRANT LA DEFORMATION DES UNITES DE FLYSCHS ET DES ZONES EXTERNES (LUJAN ET AL., 2006). LES COUCHES BLANCHES SANS SYMBOLES ET POINTILLEES REPRESENTENT RESPECTIVEMENT LES UNITES D'ALJIBE ET D'ALGECIRAS ET LES COUCHES EN TEINTES DE GRIS CORRESPONDENT AUX SUBBETIQUES. LA LOCALISATION DE LA COUPE EST INDIQUEE SUR LA FIGURE 12.....	67
FIGURE 36: COUPE STRUCTURALE DANS LA REGION DE PUENTE-GENIL REPRESENTANT LA RELATION ENTRE LE SEL TRIASIQUE ET LES MINI-BASSINS DE BADOTALOSA ET BENAMEJI (FLINCH AND SOTO, 2017).	68
FIGURE 37: RECONSTRUCTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE NORD DU GONDWANA DU DEVONNIEN AU CARBONIFERE MOYEN (STAMPFLI AND KOZUR, 2006).	69
FIGURE 38: RECONSTRUCTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU CARBONIFERE TERMINAL (GZHELIEEN), MODIFIEE D'APRES VON RAUMER ET AL. (2012). LES BARBULES ORANGES REPRESENTENT LES ZONES DE RIFTING, LES LIGNES EPAISSES BLEUES ASSOCIEES A DES TRIANGLES BLANCS INDIQUENT LES ZONES DE MARGE PASSIVE ET LES ROUGES CELLES DE SUBDUCTION, LES LIGNES DE COULEUR ASSOCIEES A DES TRINGLES DE LA MEME COULEUR INDIQUENT LES CHEVAUchemENTS SUPPOSES ACTIFS. ABBREVIATIONS: AD: ADRIA; BRK: BETIC-RIF ET KABILIES; eM: MESETA DE L'EST ; ME: MESETA MAROCAINE, MG: MEGUMA ; PO: ZONE SUD-PORTUGAISE; OM: ZONE D'OSSA MORENA ; CA: CANTABRE ; AP: AQUITAINE ET PYRENEES ; CT: CATALOGNE ; CI: IBERIE CENTRALE (STAMPFLI ET AL., 2013).	70
FIGURE 39: RECONSTRUCTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU PERMIEN INFERIEUR (SAKMARIEN) SUR LAQUELLE EST INDIQUEE LA POSITION DE L'UNITE DES NEVADO-FILABRIDES (D'APRES JABALOY SANCHEZ ET AL., 2018).	71
FIGURE 40: RECONSTRUCTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU DEVONNIEN SUPERIEUR SUR LAQUELLE EST INDIQUEE LA POSITION SUPPOSEE DE L'UNITE MALAGUIDE, D'APRES RODRIGUEZ-CAÑERO ET AL. (2014).....	72
FIGURE 41: RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU PERMIEN ET AU JURASSIQUE INFERIEUR. MONTRANT LA TRANSITION ENTRE LA FERMETURE DE LA PALEO-TETHYS ET L'OUVERTURE DE LA NEO-TETHYS SUITE A L'OROGENESE HERCYNIEENNE. POINTS ROUGES MARQUES	

NF ET AB INDIQUE LA POSITION SUPPOSEE DES UNITES D'ALBORAN ET DES NEVADO FILABRIDES (MODIFIE D'APRES JABALOY-SANCHEZ ET AL., 2018 ET STAMPFLI AND KOZUR, 2006).	73
FIGURE 42: SYNTHÈSE DE LA STRATIGRAPHIE RÉGIONALE ENGLOBBANT LES UNITES DES MALAGUIDES ET DE LA DORSALE CALCAIRE POUR LES ZONES INTERNES, DES UNITES DE FLYSCHS, ET DES SUBBÉTIQUES INTERNES POUR CE QUI EST DES ZONES EXTERNES. À DROITE, CALENDRIER DES GRANDS ÉVÉNEMENTS TECTONIQUE DANS LA RÉGION.	76
FIGURE 43: EXEMPLES DE RECONSTRUCTIONS PALEOGÉOGRAPHIQUES AU TRIAS POUR LE TRIAS MOYEN OU SUPÉRIEUR. (ORTI ET AL., 2017 ; PEREZ-LOPEZ AND PEREZ-VALERA, 2007 ; MARTIN-ROJAS ET AL., 2009).....	77
FIGURE 44: RECONSTRUCTION PALEOGÉOGRAPHIQUE DU DOMAINE BÉTIQUE-RIF AU JURASSIQUE SUPÉRIEUR-CRÉTACE INFÉRIEUR (LEPRETRE ET AL., 2018).	78
FIGURE 45: A: RECONSTRUCTION PALEOGÉOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA TERMINAISON OCCIDENTALE DE LA NEOTETHYS. B: COLONNES STRATIGRAPHIQUES SYNTHÉTIQUES DU TELL, ET DE DIFFÉRENTS DOMAINES DES BÉTIQUES, REPRÉSENTANT LA SÉDIMENTATION CRÉTACE SUPÉRIEUR À MIOCÈNE INFÉRIEUR. (GUERRERA ET AL., 2014B)	80
FIGURE 46: RECONSTITUTION PALEOGÉOGRAPHIQUE ET DES ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES AU NIVEAU DU CORRIDOR RIFAIN ENTRE LE TORTONIEN ET LE MESSINIEN (CAPELLA ET AL., 2018). ON NE VOIT PRATIQUÉMENT RIEN.	81

CHAPITRE 3

FIGURE 1: SCHEMA ILLUSTRANT LA PROCEDURE DE REVELATION DES TRACES DE FISSION PAR ATTAQUE ACIDE ET DE DATATION PAR LA METHODE DU DETECTEUR EXTERNE (D'APRES GLEADOW ET AL., 1976 DANS VACHERAT, 2014).....	91
FIGURE 2: ILLUSTRATION DU SYSTEME DE PIEGEAGE DE L'HELIUM PAR LES DEFAUTS DE RECU (SHUSTER ET AL., 2006). A): DIFFUSION D'UN ATOME D'HELIUM SANS DEFAUTS DE RECU ; B):DIFFUSION D'UN ATOME D'HELIUM AVEC PRESENCE DE DEFAUTS DE RECU ; C): SITUATION EQUIVALENTE A B) MAIS AVEC PLUS DE DEGATS. LES DIAGRAMMES DU BAS REPRESENTENT L'ENERGIE D'ACTIVATION (EA) NECESSAIRE POUR QU'UN ATOME D'HELIUM DIFFUSE DANS LE MINERAL.NON ENDOMMAGE, ET CORRESPOND A L'ENERGIE NECESSAIRE POUR QU'UN ATOME D'HELIUM SORTE D'UN DEFAUT CRISTALLIN.	95
FIGURE 3: A) GRAPHIQUE MONTRANT L'ÉVOLUTION DE LA QUANTITE DE DEFAUTS DE RECU POUR UNE HISTOIRE THERMIQUE DONNEE, AVEC OU SANS LE MODELE DE CICATRISATION B) ÉVOLUTION DES AGES AHe POUR LA MEME HISTOIRE THERMIQUE MAIS POUR DES TENEURS EN URANIUM EFFECTIF VARIABLES (eU) ; C) VARIATIONS DES LIMITES SUPERIEURES ET INFÉRIEURE DE LA PRZ EN FONCTION DE LA TENEUR EN URANIUM EFFECTIF (eU) (GAUTHERON ET AL., 2009) ; D: VARIATION DE L'AGE AHe EN FONCTION DU RAYON DES GRAINS SELON QUE L'ON TIENNE COMPTE DE L'EFFET DE PIEGEAGE (TIRETE ET POINTILLE) OU NON (LIGNE PLEINE).	96
FIGURE 4: SCHEMA EXPLICATIF DU PRINCIPE D'ÉJECTION DES PARTICULES ALPHA LORS DE LA DESINTEGRATION RADIOACTIVE (BASSIN SÉDIMENTAIRES, 2014)	97
FIGURE 5: PRINCIPALES DONNEES DE SORTIE PRODUITES PAR LE LOGICIEL QTQT . A: CORRESPONDANCE ENTRE LES DONNEES MESUREES ET LES DONNEES PRODUITES PAR LE MODELES ; B: ALLURE D'UNE COURBE DU LOG-MAXLIKELIHOOD INDIQUANT QUE LE MODELE EST STABLE ; C: CHEMINS TEMPS TEMPERATURE, LES COULEURS INDIQUENT LA DENSITE DE PROBABILITE QU'UN CHEMIN PASSE PAR CE POINT (ROUGE= PROBABILITE FORTE, BLEU=PROBABILITE FAIBLE. EN BLANC, MAX-MODE, EN NOIRE EXPECTED MODEL, EN BRUN MAX-LIKELIHOOD, EN VERT KAKI, MAX-POSTERIOR.....	100
FIGURE 6: TABLEAU REGROUPANT LES TROIS CHAINES DE DESINTEGRATION ASSOCIEE A L' ²³⁸ U, A L' ²³⁵ U ET AU ²³² Th. EN ORANGE LES ELEMENTS DE LA CHAINE DU ²³² Th, EN JAUNE CEUX DE L' ²³⁵ U ET EN VERT DE L' ²³⁸ U (SHOENE, 2013).	101

FIGURE 7: DIAGRAMME WESTERHILL CONCORDIA REPRESENTANT LES TROIS CHRONOMETRES UTILISES POUR LES DATATIONS U-Pb (GEHRELS, 2012).	103
FIGURE 8: DIAGRAMME CONCORDIA MONTRANT L'EFFET D'UNE PERTE EN PLOMB ET LA POSITION DES TROIS DIFFERENTS AGES MESURES A PARTIR DES DIFFERENTS SYSTEMES ISOTOPIQUES ASSOCIE AU COUPLE U-Pb. ON PEUT VOIR QUE POUR LES ZIRCONS DISCORDANTS D'AGE ELEVE (>850MA) L'AGE ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb EST PLUS PROCHE DE L'AGE REELLE DE CRISTALLISATION.	103
FIGURE 9: ILLUSTRATIONS DES PRINCIPALES REPRESENTATIONS GRAPHIQUES POSSIBLES DES DONNEES D'AGES U-Pb SUR ZIRCON EN DOMAINE DETRITIQUE, REALISEES A PARTIR DE DONNEES DE NAMIBIE ET DU PACKAGE DU LOGICIEL R « PROVENANCE() » (VERMEESCH ET AL., 2016). A: KERNEL DENSITY ESTIMATES (KDE), B: COURBES DE DENSITE CUMULATIVES.....	107

CHAPITRE 4

FIGURE 1 : GEOLOGICAL MAP OF THE BETIC AND RIF CORDILLERAS (MODIFIED AFTER COMAS ET AL., 1999; FRASCA ET AL., 2015). COLORED CIRCLES SHOW THE AGE OF PUBLISHED APATITE FISSION TRACK (AFT) AND (U-TH-SM)/HE DATA. (PLATT ET AL., 2003B; CLARK ET AL., 2009; REINHARDT ET AL., 2007; JOHNSON, 1997; BARBERO ET AL., 2007; ESTEBAN ET AL., 2004; ANDRIESEN ET AL., 1996; PLATT ET AL., 2005; SOSSON ET AL., 1998; LONERGAN AND JOHNSON, 1998; VAZQUEZ ET AL., 2011; JANOWSKY ET AL., 2017). WAB: WEST ALBORAN BASIN.	ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.
FIGURE 2 : MAIN CRUSTAL FEATURES OF THE BETICS AND ALBORAN SEA AND THE FLYSCH TROUGH UNIT (ORANGE). ARROWS DEPICT GPS VELOCITIES AFTER VERNANT ET AL.(2010). MOHO DEPTH VARIATIONS BENEATH THE BETICS ARE BASED ON VS VELOCITY AND P-RECEIVER FUNCTIONS FROM MANCILLA ET AL. (2015) AND PALOMERAS ET AL. (2017). LIGHT BLUE DOMAIN BELOW THE GIBRALTAR ARC REPRESENTS THE DOMAIN OF THICK CRUST (40-50 KM) AND DARKER BLUE DOMAIN REPRESENTS THE THINNED CRUST (30-15 KM) OF THE ALBORAN SEA (PALOMERAS ET AL., 2017). POSITION OF THE SLAB TEAR (THICK RED-LINE) IS DRAWN AFTER MANCILLA ET AL. (2015B). WESTERN ALBORAN BASIN (WAB) DEPOCENTER IS SHOWN IN LIGHT YELLOW. SAB AND EAB ARE THE SOUTH ALBORAN BASIN AND EAST ALBORAN BASIN, RESPECTIVELY.	ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.
FIGURE 3 : MESOZOIC-CENOZOIC STRATIGRAPHIC OF THE BETICS AND MAIN TECTONO-METAMORPHIC EVENTS. THE COMPILATION WAS MADE AFTER THE WORKS OF BOURGOIS (1978), MARTIN-ALGARRA (1987), LOZANO ET AL. (2004), MARTIN-ALGARRA ET AL. (2009) AND VERA ET AL., 2004) FOR THE EXTERNAL ZONES, BALANYA ET AL. (2004), GUERRERA ET AL. (2014) FOR THE FLYSCHS UNITS AND SERRANO ET AL. (1995, 2007), SERRA-KIEL ET AL. (1998), MARTIN-MARTIN (1997), MAATÉ ET AL. (2000) FOR THE INTERNAL ZONES. QUESTION MARKS ARE INDICATING ALLEGED ORIGINAL CONTACTS BETWEEN, THE BOYAR-UBRIQUE UNIT, THE UPPER TRIASSIC WITH THE FTU AND OF THE CAMAROTE UNIT WITH THE DORSALE CALCAIRE JURASSIC BASEMENT.	ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.
FIGURE 4 : DETAILED AND HOMOGENIZED GEOLOGICAL MAP OF THE STUDIED AREA OF THE WESTERN BETICS DRAWN AFTER A COMPILATION OF THE 1:50000 MAPS OF SPAIN. MAIN TECTONO-STRATIGRAPHIC UNITS ONLAND AND ISOBATHS FOR THE WESTERN ALBORAN BASIN ARE SHOWN. BLACK CIRCLES DEPICT SAMPLES USED FOR AHe AND AFT ANALYSES. INSETS SHOW LOCATION OF FIG 6-7 AND 9). AAZ: ARNAO ACCOMMODATION ZONE; PdB: PEÑON DEL BERRUECO ; CFZ: COLMENAR FAULT ZONE. GEOLOGICAL MAPS ARE AVAILABLE AT HTTP://INFO.IGME.ES/CARTOGRAFIADIGITAL/GEOLOGICA/MAGNA50.ASPX?LANGUAGE=ES	ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.
FIGURE 5 : GEOLOGICAL CROSS-SECTIONS OF THE WESTERN BETICS (SEE LOCATION IN FIG. 1). STRUCTURAL CONSTRAINTS IN THE EXTERNAL ZONES ARE FROM THE REVISITED GEOLOGICAL MAP OF FIG 4 AND OUR OWN FIELD SURVEY. STRUCTURE OF THE INTERNAL ZONES FOLLOWS THE WORK OF FRASCA ET AL. (2015) AND FLINCH AND SOTO (2017). THE CROSS-SECTIONS EMPHASIZE THE ROLE OF THE TRIASSIC SHALES AND EVAPORITES IN THE FORMATION OF THE GIBRALTAR ACCRETIONARY WEDGE (GAW) AND MORE GENERALLY ON THE DEVELOPMENT OF SALT-RELATED STRUCTURES AS DESCRIBED IN THE TEXT.	ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

FIGURE 6 : CLOSE-UP FROM THE MAP OF FIGURE. 4 (SEE FIG. 4 FOR LOCATION). STEREOPLOTS IN (A) SHOWS FAULT SLIP DATA MEASURED AND INFERRED DIRECTION OF EXTENSION IN DIFFERENT LOCALITIES NEAR THE CONTACT BETWEEN THE CENOZOÏC FLYSCHS AND THE CRETACEOUS TO JURASSIC SEDIMENTS OF THE PENIBETICS (WHITE ARROWS). (B), (C): NORMAL FAULT AT THE CONTACT BETWEEN JURASSIC LIMESTONES OF THE SIERRA DE UBRIQUE AND THE FLYSCHS OF THE ALIBE FORMATION. CFZ: COLMENAR FAULT ZONE; PDB: PEÑON DEL BERRUECO.

..... **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**

FIGURE 7 : (A) CLOSE-UP FROM THE GEOLOGICAL MAP OF FIGURE. 4 IN THE REGION OF MANILVA (SEE FIG. 4 FOR LOCATION). THE STEREOPLOT SHOWS THE DIRECTION OF EXTENSION (WHITE ARROW) OBTAINED FROM MEASURED FAULTS AND ASSOCIATED LINEATIONS AT THE CONTACT BETWEEN THE PERIDOTITE AND THE FLYSCHS UNITS. (B): NORMAL FAULT AT THE CONTACT BETWEEN THE FLYSCHS (HANGING-WALL) AND THE PERIDOTITES (FOOT-WALL). LOCATION OF THE PICTURE (B) AND STEREOPLOT NORTHEAST OF MANILVA IS INDICATED BY A BLACK SQUARE ON THE MAP.

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

FIGURE 8 : GOOGLE EARTH IMAGES OF ISOLATED HECTOMETRIC BLOCK OF JURASSIC (BLUE) AND CRETACEOUS (GREEN) CARBONATES BELONGING TO THE PENIBETICS EMBEDDED IN THE MAINLY CENOZOIC ALGESIRAS AND ALIBE FORMATIONS, CLOSE TO MANILVA (A) AND NEAR UBRIQUE (B) (PENON DEL BERRUECO). THESE BLOCKS ARE INTERPRETED AS REMNANTS OF THE CARAPACE EMPLACED IN THE LATE CRETACEOUS DURING SALT CANOPY EMPLACEMENT (SEE DESCRIPTION IN TEXT AND DISCUSSION IN FLINCH AND SOTO, 2017). ...

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

FIGURE 9 : (A): CLOSE UP OF FIGURE. 3 SHOWING LOCATION OF PICTURE B. (B): PICTURE ILLUSTRATING THE CONTACT OF THE EARLY MIOCENE TRANSGRESSIVE COVER OVER THE MALAGUIDE NEAR ALOZAINA.

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

TABLE 1 : SUMMARY INFORMATIONS FOR THE 12 SANDSTONE COLLECTED IN THE WESTERN BETIC AND RIF. INCLUDING, GEOGRAPHIC COORDINATES, APPROXIMATE ELEVATION, STRATIGRAPHIC FORMATION AND AGE.....

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

FIGURE 10 : SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN BETICS SHOWING LOCATION OF OUR COLLECTED SAMPLES AND LOCATION OF CROSS-SECTION FROM FIGURE. 5 (BLACK POLYGONES) AS WELL AS EXISTING AFT AND AHe DATA FOR THE INTERNAL METAMORPHIC DOMAINS. FOR PRE-EXISTING DATA, COLORS REFERS TO THE MEASURED COOLING AGES. SQUARES: AHe DATA FROM FRASCA, (2015); STARS: AFT DATA COMPILED AFTER PLATT ET AL. (2003) AND ESTEBAN ET AL. (2004, 2005). CROSS-SECTION'S LOCATIONS (FIGURE. 5) ARE INDICATED BY THICK BLACK LINES.

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

FIGURE 11 : A: RADIAL PLOTS OF AFT SINGLE GRAIN AGES (VERMEESCH, 2009, 2012) FOR EARLY MIOCENE (YELLOW) AND EARLY TO MIDDLE CRETACEOUS FLYSCHS SAMPLES (GREEN). YELLOW TO RED COLORS INDICATE DPAR INCREASING SIZE. THICK SOLID LINE IS THE STRATIGRAPHIC AGE, 22.5 MA FOR THE EARLY MIOCENE SAMPLES, 125 MA FOR SAMPLES CPG1-7 AND 100 MA FOR RON5. THIN SOLID LINES ARE THE SINGLE GRAIN AGE POPULATIONS; B: GROUPED RADIAL PLOTS FOR THE TWO EARLY CRETACEOUS FLYSCHS SAMPLES AND SAMPLES FROM THE ALGECIRAS FORMATION.

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

TABLE 2 : APATITE FISSION TRACK AGE DATA FOR THE ANALYSED SAMPLES. RESULTS FOR SAMPLE RON8 SHOULD NOT BE TAKEN INTO ACCOUNT SINCE ONLY TWO APATITE GRAINS HAVE BEEN MEASURED. SAMPLES IN ITALIC WERE NOT USED FOR THERMAL MODELING. NB: NUMBER OF COUNTED GRAINS, PS, I : REPECTIVELY SPONTANEOUS AND INDUCED, TRACK DENSITY; PD: INDUCED TRACK DENSITY IN THE EXTERNAL DETECTOR (CN5); RE: AGE DISPERSION; Px2: PROBABILITY OF OBTAINING X2 VALUE FOR Nb DEGREES OF FREEDOM; STd: STANDARD DEVIATION.

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

TABLE 3 : (U-Th-Sm)He ON APATITE RESULTS FOR THE STUDIED SAMPLES. AGES FOR SAMPLE RON8, RON6 AND CPG6 WERE NOT USED SINCE NOT THERMAL MODELING WAS PERFORMED ON THESE SAMPLES. GRAINS MARKED BY AND ASTERISK ARE GRAINS WITH RELATIVELY HIGH Th/U RATIOS, THESE GRAINS WERE NOT USED FOR THERMAL MODELING. UNDERLINED GRAINS WERE NOT USED FOR THERMAL MODELING BASED ON ABNORMAL ⁴He CONCENTRATIONS.

ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

- FIGURE 12 : AHe AGES PLOTTED AGAINST EFFECTIVE URANIUM (eU) CONTENT. SAMPLES FROM THE ALGECIRAS FORMATION, ALJIBE FORMATION AND CRETACEOUS SAMPLES WERE PLOTTED SEPARATELY. **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**
- FIGURE 13 : RESULTS OF THE TIME TEMPERATURE QTQT MODELLING FOR TERTIARY SAMPLES OF THE FLYSCHS TROUGH UNITS (FTU). COLORS REFER TO THE PROBABILITY OF A THERMAL HISTORY TO PATH THROUGH A GIVEN POINT. THIN BLACK LINES: 95% CREDIBLE INTERVAL; THICK BLACK LINE: EXPECTED MODEL; DARK RED: MAXIMUM LIKELIHOOD MODEL. ASSOCIATED TO EACH MODEL, RELATION BETWEEN PREDICTED AND EXPECTED AFT AND AHe AGES AND REPARTITION OF PREDICTED (THICK BLACK LINE) AND MEASURED (HISTOGRAM) CONFINED FISSION TRACK LENGTH (FTL), N=NUMBER OF MEASURED CONFINED FTL. **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**
- FIGURE 14 : RESULTS OF THE TIME TEMPERATURE QTQT MODELLING FOR TERTIARY SAMPLES OF THE FLYSCHS TROUGH UNITS (FTU). SEE FIGURE 14 FOR DESCRIPTION. **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**
- FIGURE 15 : SCHEMATIC PROGRESSIVE RECONSTRUCTIONS THROUGH TIME OF SECTIONS AT DIFFERENT TIME FRAMES FROM CRETACEOUS TO PRESENT, ILLUSTRATING THE GEODYNAMIC MODEL PROPOSED FOR THE EVOLUTION OF THE WESTERN THETHYAN DOMAIN AND FORMATION OF THE BETIC CORDILLERA. THE WHITE STAR INDICATES APPROXIMATE POSITION OF PRESENT DAY EXHUMED METAMORPHIC ALPUJARRIDES. **AF**: AFRICAN PLATE; **EUR**: EUROPEAN PLATE. POSITION OF SAMPLES FOR WHICH WE PERFORMED THERMAL MODELING INDICATED BY GREEN POLYGONES (MIOCENE ALGECIRAS AND BENI-IDER FORMATIONS) AND ORANGE SQUARES (CRETACEOUS NOGALES, UBRIQUE AND CAMAROTE FORMATIONS). **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**
- FIGURE 16 : MAP VIEW ILLUSTRATING THE GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE BETIC-RIF REGION SINCE 60Ma. THICK RED DASHED LINE SHOW THE APPROXIMATE LOCATION OF THE CROSS SECTIONS OF FIGURE 15. THIS MODEL WAS DRAWN USING THE KINEMATIC RECONSTRUCTION OF MÜLLER ET AL. (2016). LARGE SCALE DEFORMATIONS IN IBERIA AND AFRICA ARE DRAWN FROM LEPRÊTRE ET AL. (2018). CONTINENTAL, TRANSITIONAL OR OCEANIC DOMAINS ARE INSPIRED FROM RAMOS ET AL. (2017); NIRRENGARTEN ET AL. (2017). MM/ALKAPECA: MESOMEDITERRANEAN MICROPLATE OR EQUIVALENT OF THE ALKAPECA BLOCKS. **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**

CHAPITRE 5

- FIGURE 1: CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DES CHAINES ALPINES DU BASSIN OUEST-MEDITERRANEEN. 1: UNITES INTERNES METAMORPHIQUES; 2: UNITES DU BASSIN DES FLYSCHS ; 3, 4, 5: MARGES SUD-IBERIQUES, NORD AFRICAINES ET OUEST ADRIATIQUE ; 6: DOMAINES D'AVANT-PAYS ; 7: VERGENCE DES DEFORMATIONS (GUERRERA ET AL., 1993). 175
- FIGURE 2: RECONSTRUCTION PALEO GEOGRAPHIQUE DE LA TERMINAISON OCCIDENTALE DE LA NEOTETHYS AU CRETACE INFERIEUR (A) ET A L'OLIGO-MIOCENE (B) ET POSITIONS RESPECTIVES DES UNITES DE FLYSCHS MAURETANIENNES ET MASSYLIENNES AU NIVEAU DE LA TETHYS MAGHREBINE ET DES SERIES MERINIDES (GUERRERA ET AL., 2005, 2012). 176
- FIGURE 3: RECONSTRUCTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU NORD DE L'AFRIQUE ET DE LA TETHYS OCCIDENTALE A L'APTIEN SUPERIEUR, D'APRES WILDI (1983). LES FLYSCHS MAURETANIENS (MR) ET MASSYLIENS (MS) SONT ICI ISSUS DE L'EROSION DE LA PLAQUE MESO-MEDITERRANEENNE (ALKAPECA) ET LES SEDIMENTS DU RIF INTERNE PROVIENNENT DU CONTINENT AFRICAIN. LE POINT D'INTERROGATION SIGNIFIE QU'UNE SOURCE IBERIQUE POTENTIELLE ETAIT ENVISAGEE PAR L'AUTEUR. ID: DOMAINE INTERMEDIAIRE. 178
- FIGURE 4: RECONSTRUCTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU NORD DE L'AFRIQUE ET DE LA TETHYS OCCIDENTALE A L'APTIEN-ALBIEN D'APRES LOPEZ-GALINDO AND MARTIN-ALGARRA. (1992). LA SOURCE DES FLYSCHS MAURETANIENS (MR) EST SITUEE SUR LA PLAQUE MESO-MEDITERRANEENNE TANDIS QUE L'UNITE DE KETAMA (RIF INTERNE) ET LE FLYSCH MASSYLIEN (MS) PROVIENNENT DE CONES DETRITIQUES SITUES EN ALGERIE ET EN LYBIE. 179

FIGURE 5: DIAGRAMMES QFL PRESENTANT LES COMPOSITIONS DES GRES MAURETANIENS ET MASSYLIEN DU CRETACE INFERIEUR. DONNEES TIREES DE, EL TALIBI ET AL. (2014) POUR LE FLYSCH MASSYLIEN CRETACE INFERIEUR DE CHOUAMAT AU MAROC; GIGLIUTO AND PUGLISI (2002) POUR LES FLYSCHS MAURETANIEN CRETACE DE SICILE, D'ALGERIE, DU MAROC ET D'ESPAGNE.	180
FIGURE 6: CARTE GEOLOGIQUE DE LA MEDITERRANEE, ET REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION DU NUMIDIEN.	181
FIGURE 7: DIAGRAMME QFL REPRESENTANT LA COMPOSITION PETROGRAPHIQUE DES UNITES DE FLYSCHS MAURETANIENS ET MASSYLIENS DU CRETACE INFERIEUR (IDENTIQUE A LA FIG. 5) ET DU MIOCENE INFERIEUR D'APRES GUERRERA ET AL. (1992) ; THOMAS ET AL. (2010), POUR LA FORMATION MASSYLIENNE DU NUMIDIEN, EN SICILE, EN TUNISIE ET EN ITALIE DU SUD ET ZAGHLOUL ET AL. (2002) POUR LES FORMATIONS MAURETANIENNES DE BENI-IDER ET ALGECIRAS (CLASSIFICATION D'APRES FOLK, 1980 ET DICKINSON, 1985).	182
FIGURE 8: PALEOGEOGRAPHIE SIMPLIFIEE DE LA MARGE NORD-GONDWANIENNE A LA FIN DU NEOPROTEROZOÏQUE (570MA). CETTE RECONSTITUTION PRESENTE LA POSITION SUPPOSEE DES UNITES NORD-GONDWANIENNES (IB: IBERIE, AM: MASSIF ARMORICAIN, STZ: ZONE SAXO-THURINGIENNE, MC: MASSIF CENTRALE). LES GAMMES D'AGES REPRESENTEES DANS LES ENCADRES JAUNES REPRESENTENT LES AGES U-Pb REPRESENTATIFS DES PRINCIPALES ZONES CRATONIQUES (NANCE AND MURPHY (1994) ; LINNEMANN ET AL., 2004, 2007 ; DIEZ FERNANDEZ ET AL., (2010).	187
FIGURE 9: CARTE DU BASSIN MEDITERRANEEN. LOCALISATION DES DONNEES UTILISEES POUR CONSTITUER LA SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE PRESENTEE DANS CE CHAPITRE. LES POINTILLES NOIRS INDIQUENT LES FRONTS DE DEFORMATION LIES AUX CHAINES DE L'ATLAS, DES BETIQUES, DU RIF ET DES PETITES ET GRANDES KABYLIES. LA LIGNE POINTILLEE JAUNE CORRESPOND A LA LIMITE ENTRE ZONE INTERNES ET ZONES EXTERNES DANS L'ARC BETIQUE-RIF.	189
FIGURE 10: DISTRIBUTION DES AGES U-Pb SUR ZIRCONS COMPILES D'APRES LA LITTERATURE POUR LA REGION DU CRATON NUBIEN, DU HOGGAR ET DE LA LYBIE ET DU NW DE L'AFRIQUE. EN NOIR, LES DONNEES IN-SITU SUR ROCHES MAGMATIQUES OU AFFECTEES PAR UN METAMORPHISME DE HAUT GRADE. LES COURBES DE COULEURS REPRESENTENT LES DONNEES DISPONIBLES SUR LES ROCHES SEDIMENTAIRES CLASSEES PAR AGES STRATIGRAPHIQUES. LES KDE ONT ETE REALISES AVEC LE CODE R « PROVENANCE () » (VERMEESCH ET AL., 2016), LES SERIES DE DONNEE APPARTENANT A UNE MEME REGION ET D'UN MEME AGE ONT ETE REPRESENTES PAR DES COURBES DE DISTRIBUTION DISTINCTES SUPERPOSEES. UNE BANDWIDTH FIXE DE HUIT A ETE CHOISIE POUR TOUS LES COURBES KDE DE CETTE ETUDE (N=NOMBRE DE GRAINS TOTAL).....	192
FIGURE 11: DISTRIBUTION DES AGES U-Pb SUR ZIRCONS COMPILES D'APRES LA LITTERATURE POUR L'IBERIE, LA CORSE ET LA SARDAIGNE. EN NOIR, LES DONNEES IN-SITU SUR ROCHES MAGMATIQUES OU AFFECTEES PAR UN METAMORPHISME DE HAUT GRADE. LES COURBES DE COULEURS REPRESENTENT LES DONNEES DISPONIBLES SUR LES ROCHES SEDIMENTAIRES CLASSEES PAR AGES STRATIGRAPHIQUES. LES KDE ONT ETE REALISES AVEC LE CODE R « PROVENANCE () » (VERMEESCH ET AL., 2016), LES SERIES DE DONNEE APPARTENANT A UNE MEME REGION ET D'UN MEME AGE ONT ETE REPRESENTES PAR DES COURBES DE DISTRIBUTION DISTINCTES SUPERPOSEES. (N=NOMBRE DE GRAINS TOTAL).....	194
FIGURE 12: DISTRIBUTION DES AGES U-Pb SUR ZIRCONS COMPILES D'APRES LA LITTERATURE POUR LES UNITES D'ALKAPECA. EN NOIR, LES DONNEES IN-SITU SUR ROCHES MAGMATIQUES OU AFFECTEES PAR UN METAMORPHISME DE HAUT GRADE. LES COURBES DE COULEURS REPRESENTENT LES DONNEES DISPONIBLES SUR LES ROCHES SEDIMENTAIRES CLASSEES PAR AGES STRATIGRAPHIQUES. LES KDE ONT ETE REALISES AVEC LE CODE R « PROVENANCE () » (VERMEESCH ET AL., 2016), LES SERIES DE DONNEE APPARTENANT A UNE MEME REGION ET D'UN MEME AGE ONT ETE REPRESENTES PAR DES COURBES DE DISTRIBUTION DISTINCTES SUPERPOSEES. (N=NOMBRE DE GRAINS TOTAL).	195

FIGURE 13: CARTE GEOLOGIQUE DES BETIQUES ET DU RIF, D'APRES LES CARTE GEOLOGIQUE AU 1:50 000 POUR L'ESPAGNE ET ZAGHLOUL ET AL. (2002) POUR LE RIF. LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS ANALYSES EN U-Pb SUR ZIRCON EST INDIQUEE PAR LES ETOILES ROUGES....	197
FIGURE 9: PHOTOGRAPHIES EN LPNA DES ECHANTILLONS PROVENANT DES TURBIDITES D'AGE MIOCENE INFERIEUR DES FORMATIONS MASSYLIENNE ET MAURETANIENNE DANS LE RIF (M6, M5), ET DANS LES BETIQUES (CPG6, RON8, RON3, RON3).....	199
FIGURE 14: PHOTOGRAPHIES EN LPNA DES ECHANTILLONS PROVENANT DES TURBIDITES CRETACE INFERIEUR DES FORMATIONS MASSYLIENNE ET MAURETANIENNES DANS LE RIF, (M8-M10) ; DANS LA FORMATION D'UBRIQUE (RON5) ET DANS LES SUBBETIQUES CENTRAUX (VLP3) ET DANS LES ZONES INTERNES BETIQUES (UNITE MALAGUIDE (RON6)).	200
FIGURE 15: STRATIGRAPHIE DES UNITES DE FLYSCHS ET DES ZONES EXTERNES DES BETIQUES ET POSITIONS STRATIGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS MESOZOÏQUES ET CENOZOÏQUES ANALYSES (ETOILES ROUGES). LES ECHANTILLONS PROVENANT DU RIF ONT ETE REGROUPES AVEC LEURS HOMOLOGUES DES CORDILLERES BETIQUES.	202
FIGURE 16 : DIAGRAMME KDE DES AGES U-Pb SUR ZIRCONS POUR LES ECHANTILLONS TERTIAIRES (MIOCENE INFERIEUR) DES FORMATIONS NUMIDIENNE ET D'ALGECIRAS-BENI IDER.	203
FIGURE 17: DIAGRAMME KDE DES AGES U-Pb SUR ZIRCONS POUR LES ECHANTILLONS MESOZOÏQUES (CRETACE INFERIEUR) DES FORMATIONS MASSYLIENNES (MELOUSSA-CHOUAMAT), MAURETANIENNES/PREDORSALIENNES (NOGALES, JEBEL TISIREN, CAMAROTE) ET DES ZONES EXTERNES DES BETIQUES (UBRIQUE, CERRAJON).	205
FIGURE 18: DIAGRAMME KDE DES AGES U-Pb SUR ZIRCONS POUR LES ECHANTILLONS DES ZONES INTERNES DES BETIQUES (UNITES DES ALPUJARRIDES (RON11) ET DES MALAGUIDES (RON6)).	206
FIGURE 19: COURBES KDE POUR TOUS LES ECHANTILLONS ANALYSES DANS LE CADRE DE CETTE ETUDE. LES ECHANTILLONS ONT ETE REGROUPES EN FONCTION DES POPULATIONS DEFINIES PAR LE LOGICIEL DENSITYPLOTTER (VERMEESCH ET AL., 2012). LES POPULATIONS SONT INDIQUEES PAR DES BANDES DE COULEUR, MIOCENE (VERT), HERCYNIEENNE (BLEU), PANAFRICAINNE (ROUGE), NEOPROTEROZOÏQUE (GRIS), MESOPROTEROZOÏQUE (JAUNE) ET PALEOPROTEROZOÏQUE (VIOLET).	207
FIGURE 20: POSITIONNEMENT MULTIDIMENSIONNEL PRENANT EN COMPTE TOUS LES ECHANTILLONS ANALYSES DANS LE CADRE DE CETTE ETUDE. CERCLES JAUNES: ECHANTILLONS DE LA FORMATION NUMIDIENNE, ORANGE CLAIR: LES ECHANTILLONS DES FORMATIONS DE BENI-IDER ET D'ALGECIRAS, EN ORANGE FONCE: ECHANTILLONS PALEOGENES ; VERT: ECHANTILLONS DES DIFFERENTES FORMATIONS CRETACEES INFERIEUR (MASSYLIEN, MAURETANIEN, FORMATION D'UBRIQUE, SUBBETIQUES CENTRAUX).....	208
FIGURE 21: COMPILATION SOUS FORME DE KDE DES AGES U-Pb DE LA LITTERATURE ET DES AGES OBTENUS POUR CETTE ETUDE, POUR LE CONTINENT AFRICAIN, L'ESPAGNE ET LA CORSE-SARDAIGNE ET POUR LES UNITES DU BLOC ALKaPeCa. EN NOIR SONT REPRESENTES LES KDE DISPONIBLES DANS LA LITTERATURE, ASSOCIEES A CHAQUE ZONE SOURCE POTENTIELLES, EN COULEUR, LES DONNEES DE CETTE ETUDE REGROUPEES PAR LOCALITE ET CLASSEES PAR AGE STRATIGRAPHIQUE (MARRON: PALEOZOÏQUE ; VERT: CRETACE INFERIEUR ; ORANGE: PALOEGENE ; JAUNE: MIOCENE INFERIEUR). LES COURBES INDIVIDUELLES CORRESPONDENT A DES LOCALITES OU ECHANTILLONS INDIVIDUELS ET L'OPACITE TRADUIT LE NOMBRE DE COURBES QUI SE SUPERPOSENT.	209
FIGURE 22: GRAPHIQUE MDS POUR LES ECHANTILLONS DU NUMIDIEN ET D'ALJIBE ET LES DONNEES DE LA LITTERATURE DISPONIBLES DANS LE NORD DE L'AFRIQUE. CERCLES PLEINS JAUNES: ECHANTILLONS NUMIDIEN (CETTE ETUDE) ; CERCLES COLORES: ORANGE BOUCLIER NUBIEN ; VIOLET: METACRATON SAHARIEN ; VERT: NO DE L'AFRIQUE. LIN1 A 7: (LINNEMANN ET AL., 2011).	211
FIGURE 23: DIAGRAMME KDE POUR LES AGES U-Pb DES FORMATIONS TERTIAIRES MASSYLIENNE (ALJIBE, NUMIDIEN), DES FORMATIONS CRETACEES INFERIEURES DU MAURETANIEN ET DU MASSYLIEN ET REPARTITIONS D'AGE COMPILÉ DE LA LITTERATURE POUR L'AFRIQUE. .	212

FIGURE 24: DIAGRAMME KDE POUR LES AGES U-Pb DES FORMATIONS TERTIAIRES MAURETANIENNES (ALGECIRAS ET BENI IDER), DES ALPUJARRIDES (RON11) ET DES MALAGUIDES (RON6) ET DONNEES COMPILEES DE LA LITTERATURE POUR LES UNITES D'ALKAPECA ET L'IBERIE.....	214
FIGURE 25: GRAPHIQUE MDS POUR LES ECHANTILLONS DES FORMATIONS D'ALGECIRAS-BENI IDER (MAURETANIEN EN ORANGE) ET LES DONNEES DE LA LITTERATURE DISPONIBLES POUR LA PLAQUE IBERIQUE (CERCLE ROUGE) ET LES ZONES INTERNES DES BETIQUES (NEVADO-FILABRIDES ET MALAGUIDES) EN BLEU.....	215
FIGURE 26: DIAGRAMME KDE POUR LES AGES U-Pb DES ECHANTILLONS CPG8 (PREDORSALIEN) ET RON10 (SUBBETIQUES) DU PALEOGENE ET POUR LES ECHANTILLONS RON5 (UBRIQUE) ET VLP3 (CERRAJON FM) DU CRETACE INFERIEUR COMAPRES AUX REPARTITIONS DES ECHANTILLONS DU NUMIDIEN, D'ALGECIRAS-BENI IDER ET DES DONNEES DE LA BIBLIOGRAPHIE POUR L'IBERIE ET ALKAPECA.....	217
FIGURE 27: REPARTITION DES FACIES SEDIMENTAIRES PENDANT L'ALBIEN INFERIEUR-MOYEN (FABRE, 2005). EN POINTILLE SONT REPRESENTEES LES FORMATIONS GRESEUSES ASSOCIEES AU CRETACE INFERIEUR. LES FLECHES INDIQUENT LES DIRECTIONS D'APPROVISIONNEMENT (DIRECTIONS DE COURANT) DU MATERIEL GRESEUX.	219
FIGURE 28: REPRESENTATION DE LA PALEO GEOGRAPHIE DU BASSIN OUEST-MEDITERRANEEN ET EN PARTICULIER DES DIRECTIONS D'APPORT DES UNITES DE FLYSCHS MAURETANIENS ET MASSYLIEN AU CRETACE INFERIEUR ET AU MIOCENE INFERIEUR. LA POSITION DES PLAQUES AFRIQUE, IBERIE ET EUROPE EST INDICATIVE ET FONDE SUR LES RECONSTRUCTIONS CINEMATIQUE DE VAN HINSBERGEN ET AL. (2014). MHL: « MOROCCAN HOT LINE ». POINTS D'INTERROGATION: DIRECTION D'APPORT INCERTAINE.....	221
FIGURE 29: A: CARTE PALEO GEOGRAPHIQUE DU MAGHREB ET DU DOMAINE TETHYSIEN OCCIDENTALE AU CRETACE INFERIEUR (BARREMIEN). B: ORGANISATION DU PALEO-RESEAU DE DRAINAGE EN ALGERIE ORIENTALE ET EN TUNISIE, AU BARREMIEN-APTIEN (D'APRES LEFRANC ET GIRAUD, 1990).....	222
FIGURE 30: POSITION SUPPOSEE DES UNITES ALPUJARRIDES MALAGUIDES ET NEVADO-FILABRIDES A LA FIN DU CARBONIFERE ET AU DEVONIEN SUPERIEUR (RECONSTRUCTION CINEMATIQUE D'APRES STAMPFLI ET AL. (2013)). MALA: MALAGUIDES ; NEV-F: NEVADO-FILABRIDES ; ALPU: ALPUJARRIDES.....	224
FIGURE 31: POSITIONNEMENT MULTIDIMENSIONNEL REGROUPANT LES DONNEES U-Pb SUR ZIRCON DETRITIQUES DES ZONES INTERNES OBTENUES AU COURS DE CETTE ETUDE (RON6 ET RON11) ET CELLES COLLECTEES DANS LA LITTERATURE SUR DES SEDIMENTS PRECAMBRIEN A CRETACE INFERIEUR DU NORD-OUEST DE L'AFRIQUE (VERT), DU META-CRATON SAHARIEN (VIOLET) EN IBERIE (ROUGE) ET DANS LES UNITES D'ALKAPECA (BLEU). LE CODE COULEUR FAIT REFERENCE AUX COULEURS UTILISEES DANS LA FIGURE 8. LE GROUPE A REGROUPE LA MAJORITE DES ECHANTILLONS AFRICAIN ET LE GROUPE B EST EN MAJORITE FORME D'ECHANTILLONS PROVENANT D'ESPAGNE.....	226

CHAPITRE 6

FIGURE 1 : REPRESENTATION EN 3D DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU MIOCENE, AU MIOCENE INFERIEUR QUI MONTRE LE RETRAIT DU SLAB TETHYSIEN VERS LE SUD AU NIVEAU DES KABYLIDES ET LA DELAMINATION DE LA LITHOSPHERE SOUS LE DOMAINE D'ALBORAN, ASSOCIE A L'EXTENSION ET LA MIGRATION DES ZONES INTERNES DES BETIQUES VERS L'OUEST. LE PANNEAU LITHOSPHERIQUE EST ENCORE EN PARTIE ATTACHE SOUS LA MARGE AFRICAINE ET SOUS LA MARGE IBERIQUE. LES FLUX ASTHENOSPHERIQUES MAJEURES SUPPOSEES ET AVEREES SONT REPRESENTES PAR LES FLECHES EVIDEES. SON AUSSI INDIQUES LA POSITION DES FLYSCHS MIOCENE INFERIEUR ET LES DIRECTIONS D'APPROVISIONNEMENT.....	232
--	-----

ANNEXES

ANNEXE 1 : Complément au protocole analytique pour les traces de fission

ANNEXE 1-A : Broyage et séparation

Les échantillons ont été broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires puis d'un broyeur à disque (Fig. 1) et tamisés afin de récupérer la fraction granulométrique inférieure à 500 μ m. Un premier tri par gravité est réalisé à l'aide d'une table à secousse (Fig. 1). La fraction ainsi récupérée est nettoyée d'une majorité des particules les plus fines (argiles) et des minéraux de faible densité. On réalise ensuite un tri par densité à l'aide de liqueurs denses. Les liqueurs utilisées sont le tétrabromoéthane ($d=2.92$), qui permet de séparer les minéraux les plus denses, parmi lesquels se trouvent les Apatites ($d = 3.1$ à 3.36) et les zircons ($d=3.9$ à 4.8), des minéraux moins denses restés dans le surnageant. La fraction de densité supérieure à 2.92 est ensuite passée au Diiodométhane ($d=3.3$) pour séparer la fraction contenant les zircons du surnageant, contenant les apatites. Pour finir, les fractions contenant les minéraux lourds ont été passées au Frantz pour en extraire la fraction magnétique.



Figure 1: Ensemble des appareils utilisés lors du broyage et de la séparation minéral. A : broyeur à mâchoires pour le premier concassage grossier des échantillons, B : broyeur à disque pour le broyage fin avant tamisage à 500µm, C : table à secousse, D : séparation minérales aux liqueurs dense

La fraction contenant les apatites a ensuite été montée dans la résine. Les montages ainsi réalisés ont été abrasés à l'aide de papier de verre pour faire ressortir les cristaux d'apatite puis polis avec des tapis de polissage (tissus puis feutrine) associés à de l'alumine (à 3 µm puis 0.3 µm) afin d'obtenir un polissage miroir des sections d'apatites qui seront observées au microscope optique. Le comptage des traces se fait à l'aide d'un microscope optique Olympus BX61 (Fig. 2) assorti d'une tablette de digitalisation pour effectuer le repérage des apatites, la mesure des Dpar ou des longueurs de traces confinées. Le comptage des traces se font au grossissement maximal, soit x1250 (objectif x100 et oculaire à x12.5). L'unité de comptage de référence pour le comptage des traces est de 0.884 cm².



Figure 2: Dispositif de comptage des traces de fission (opérateur : Juliette Rat, assistée par Elmer)

ANNEXE 1-B : Calcul du facteur Zeta

Les standards utilisés pour le calcul du Zeta sont l'apatite de Durango daté de 31.44 ± 0.18 Ma (2σ) (McDowell et al., 2005) et l'apatite de Fish-Canyon avec un âge de 28.01Ma (Phillips and Matchan, 2013).

ZETA ?	ERROR ?	Z/E2	1/E2	Z-MEANZ	V/E2
331.26	33.97	0.29	0.00087	49.72	2.14
284.78	61.24	0.08	0.00027	3.24	0.00
274.1	23.17	0.51	0.00186	-7.44	0.10
303.89	24.08	0.52	0.00172	22.35	0.86
284.71	30.05	0.32	0.00111	3.17	0.01
263.73	22.39	0.53	0.00199	-17.81	0.63
305.12	24.71	0.50	0.00164	23.58	0.91
257.42	18.9	0.72	0.00280	-24.12	1.63
267.2	27.1	0.36	0.00136	-14.34	0.28
248.4	26.1	0.36	0.00147	-33.14	1.61
323.7	26.4	0.46	0.00143	42.16	2.55

14 SUM 4.65 0.02 47.35 10.74

LOWER E TERM 0.21482

WEIGHTED MEAN ZETA	281.54
ERROR	7.07

Tableau 1 : Tableau récapitulatif des valeurs de Zeta individuels calculés à partir des standards Durango et Fish-Canyon et valeur du Zeta-moyen.

ANNEXE 2 : Compléments au protocole analytique pour la méthode (U-Th-Sm)/He sur Apatites

Pour être dégazé, les apatites sont chauffées par un laser pendant 5min à 1050°C puis une deuxième fois selon les mêmes conditions pour vérifier la présence ou non d'inclusions. Le gaz récupéré est nettoyé du CO₂, de la vapeur d'eau et de l'hydrogène et analysé à l'aide d'un spectromètre de masse quadripôle. Les apatites sont ensuite dissoutes à 90°C pendant 60 min dans 50 µl d'une solution d'acide nitrique (HNO₃) dont les concentrations en U, Th, Sm et Ca sont connues. La solution finale est analysée à l'aide d'un spectromètre quadripôle ICP-MS (CCT Thermo Electron) au LCE de Gif-sur Yvette.

ANNEXE 2-A : Standards utilisés, ligne Hélium

Apatite de Durango dont l'âge corrigé de l'éjection est 31 ± 1 Ma (McDowell et al., 2005)

Limberg Tuff, dont l'âge AHe corrigé de l'éjection est $16,8 \pm 1$ Ma (Kraml et al., 2006)

FOR3, dont l'âge AHe corrigé de l'éjection vaut $113,3 \pm 12,4$ Ma.

Figure 3: Ligne Hélium du laboratoire GEOPS d'Orsay où ont été effectuées les analyses (U-Th-Sm)He sur apatite. **1 et 3** : ligne hélium ; **2** : porte échantillon.

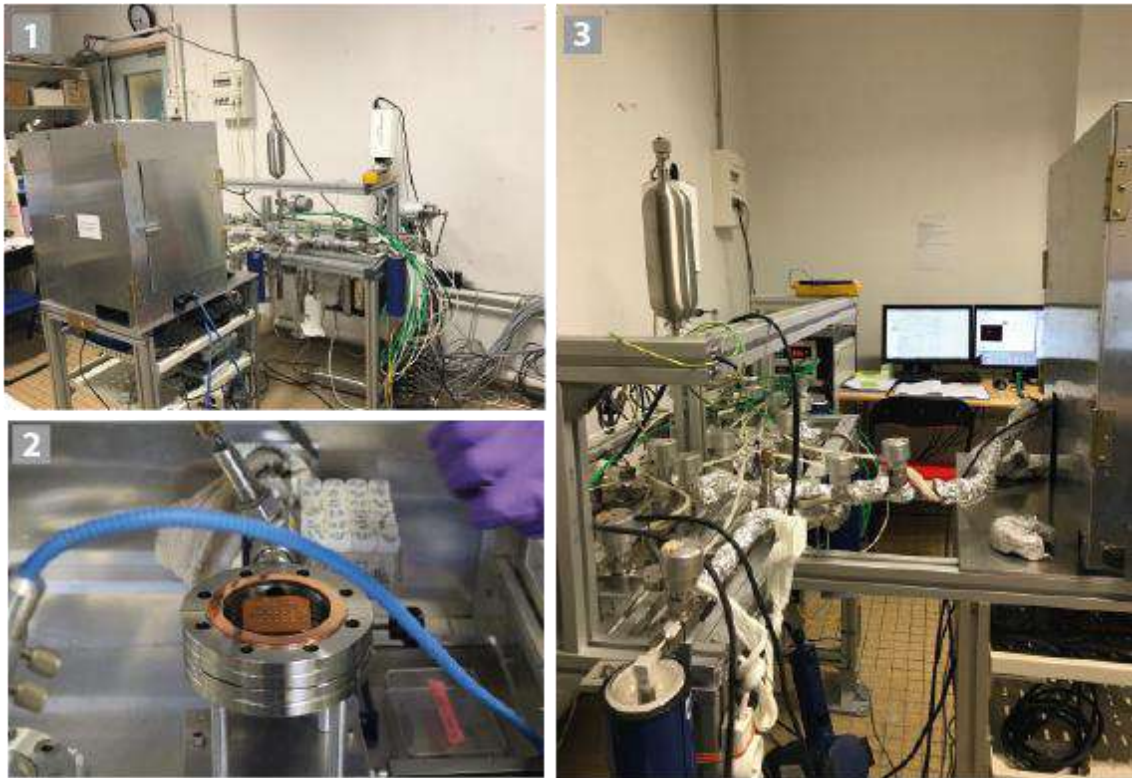


Figure 4 : Ligne Hélium du laboratoire GEOPS d'Orsay ou ont été effectuée les analyses (U-Th-Sm)He sur apatite. 1 et 3 : ligne hélium ; 2 : porte échantillon

ANNEXE 2-B : Photos des grains d'apatite.

Figure 5 : Dimensions et morphologie des grains d'apatites analysés pour cette étude. Observation à la loupe binoculaire, Nikon SMZ 1500 au grossissement maximale

CPG 6-7

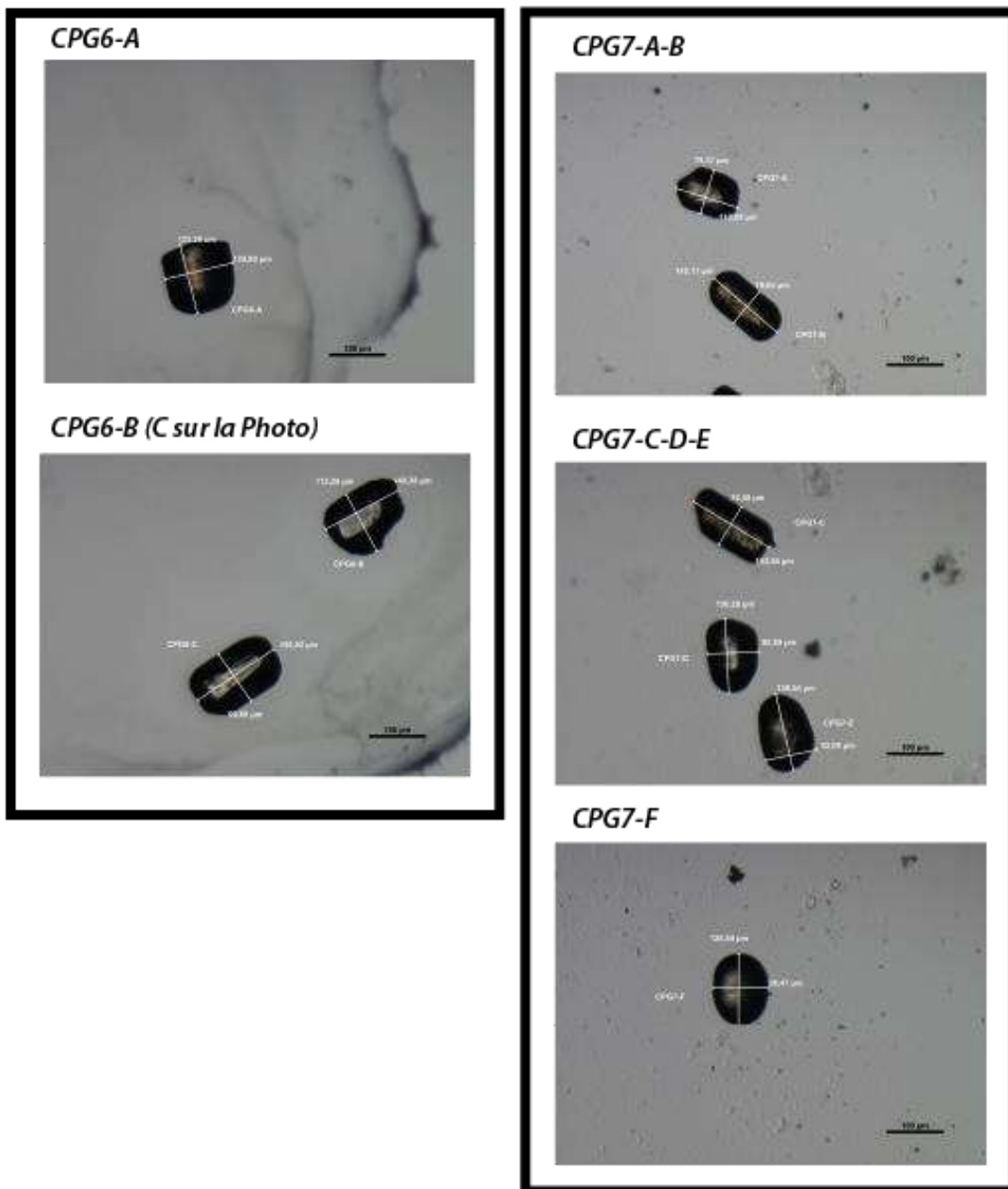


Figure 5 : (suite)

CPG 4

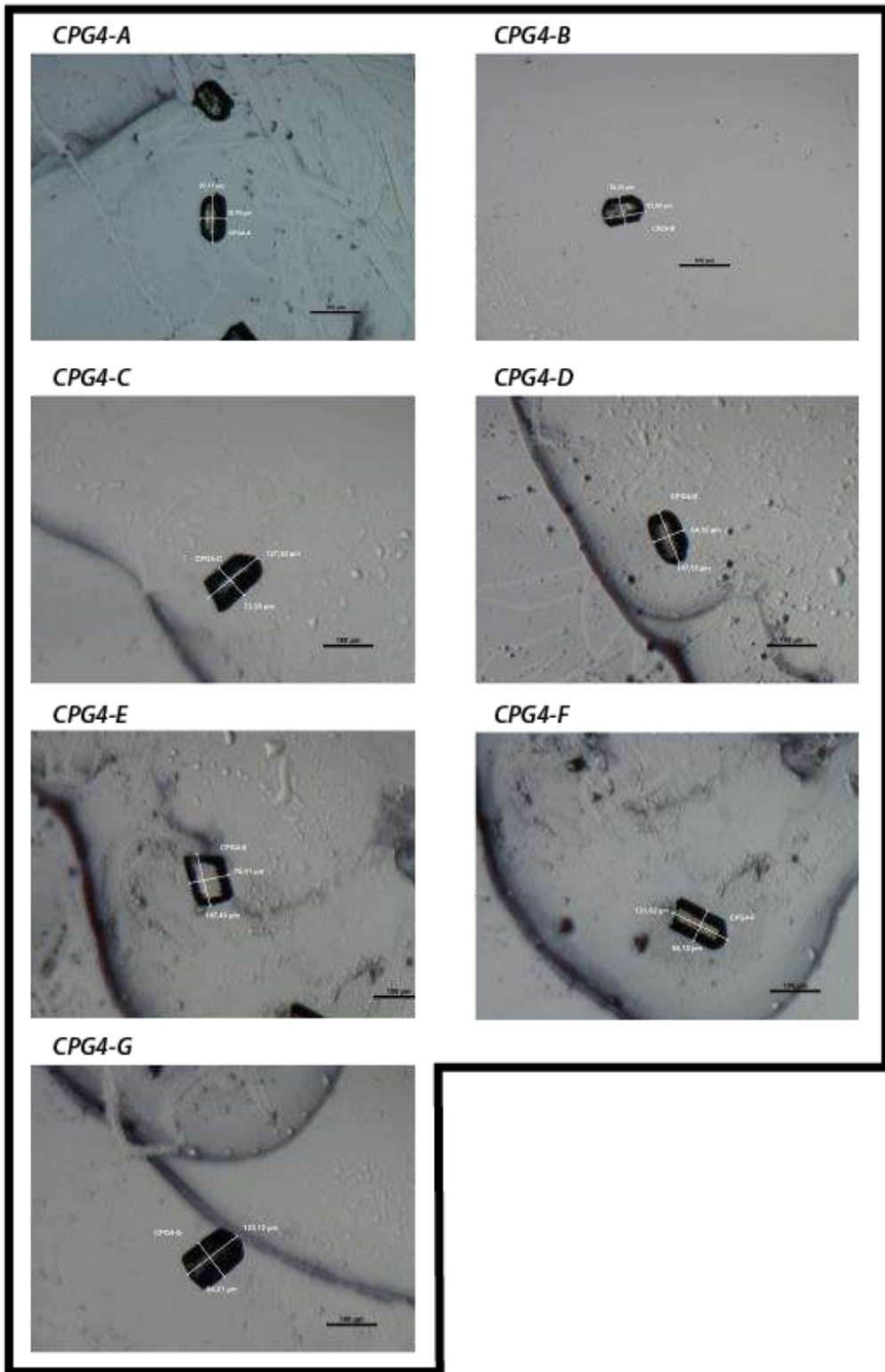


Figure 5 : (suite)

CPG 1-3

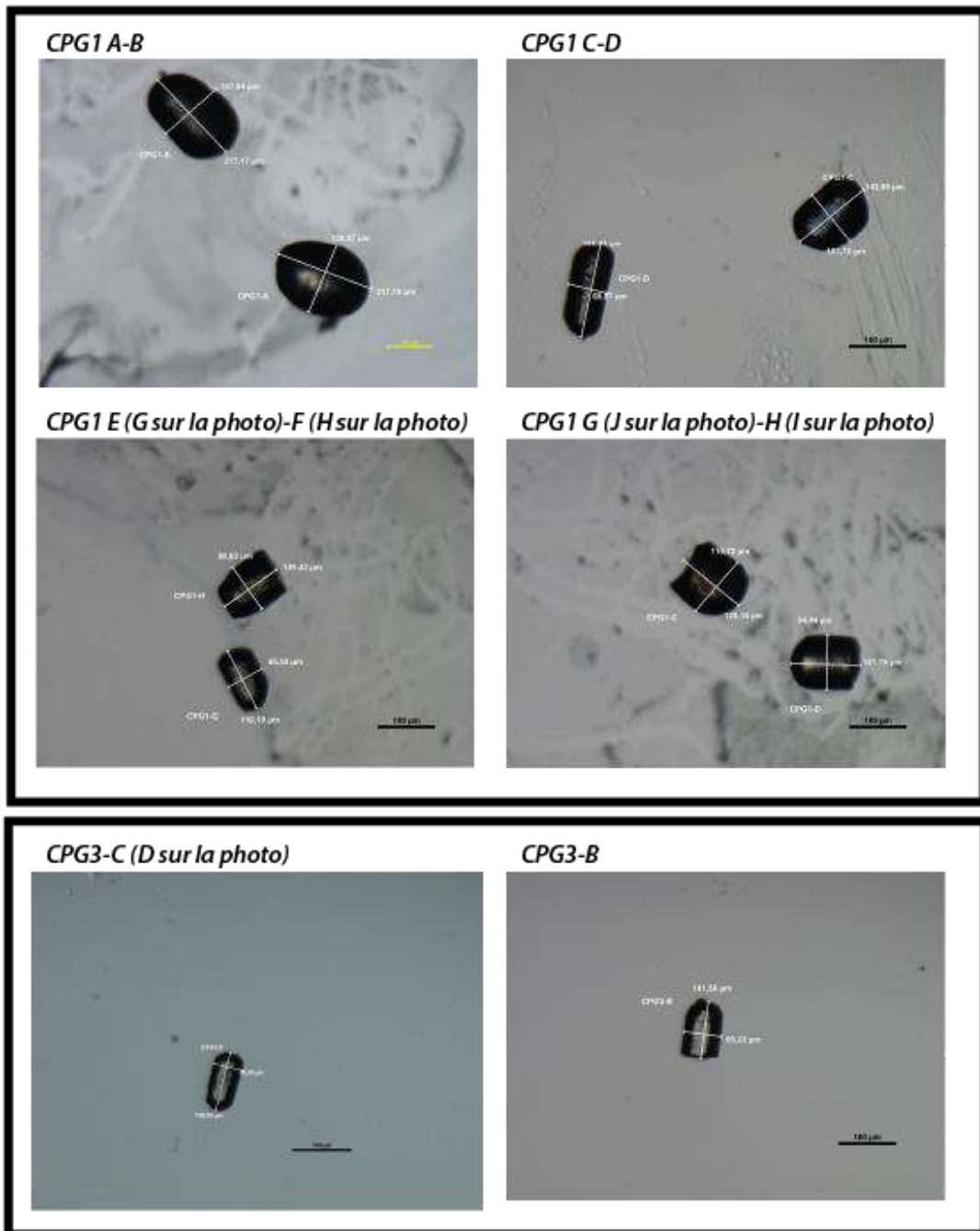


Figure 5 : (suite)

RON (2-3-5)

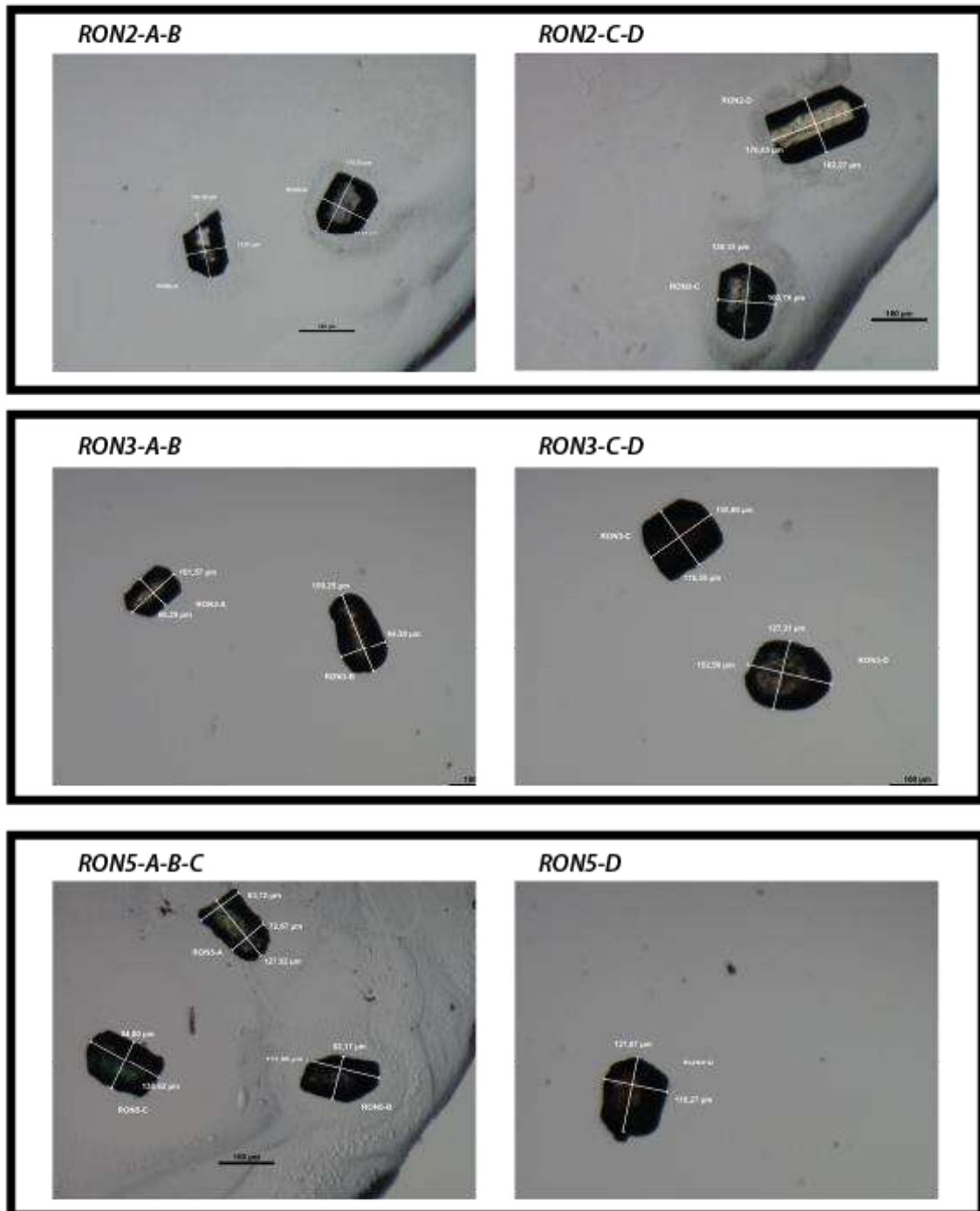
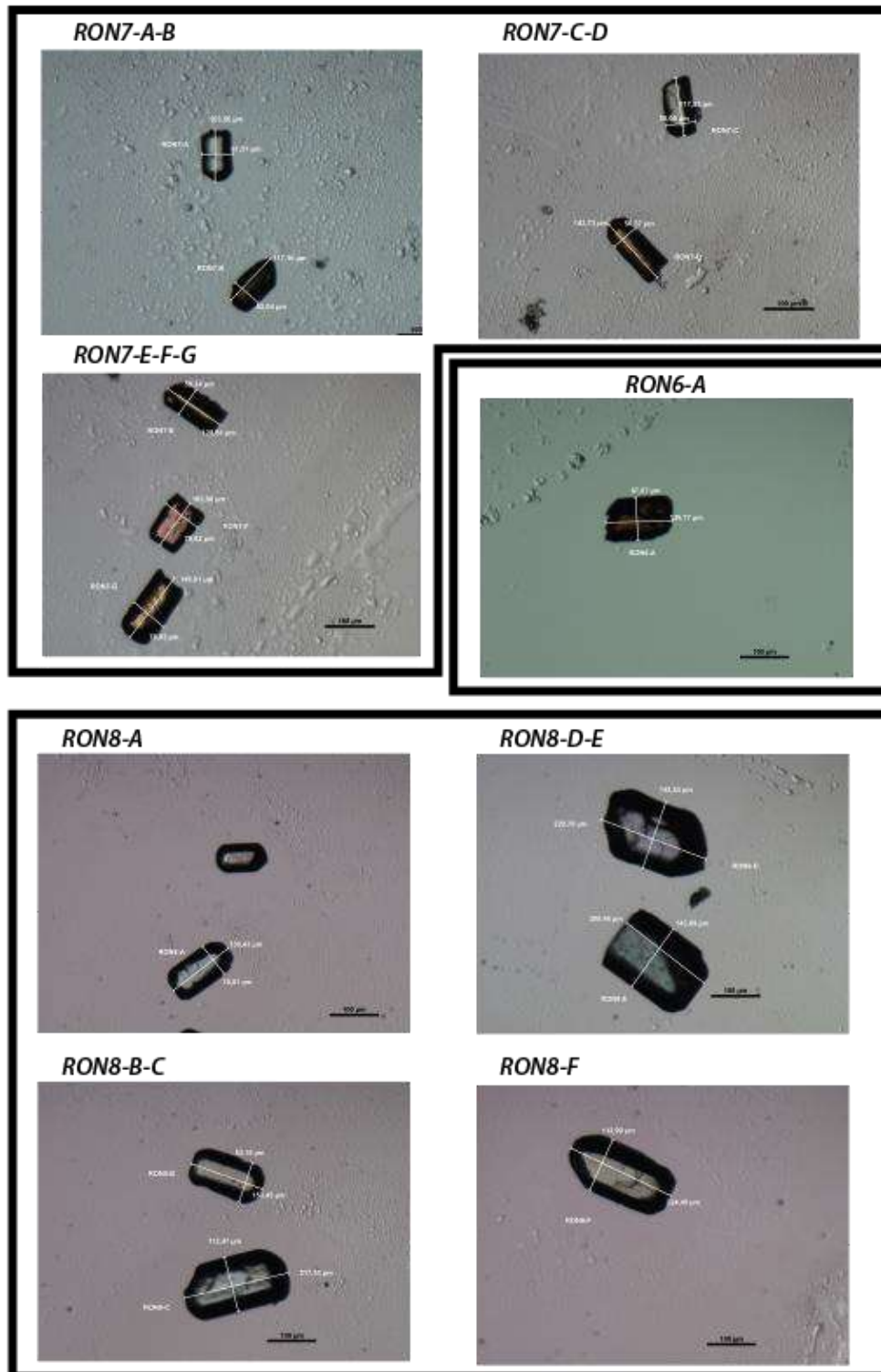


Figure 5 : (suite)

RON (7-6-8)



ANNEXE 3 : Datation Uranium-Plomb sur zircon

ANNEXE 3-A : Protocole associé aux datations réalisées au Géo-Thermochronometry Lab (Austin, Texas)

Les datations U-Pb sur zircon ont été réalisées au GET and U-Pb Géo-Thermochronometry Lab de l'université d'Austin au Texas. Les analyses par ablation laser sont réalisées sur un spectromètre de masse Element2 HR-ICP-MS couplé à un système d'ablation laser PhotonMachine Anlyte G.2 Excimer (<http://www.photon-machines.com/laser-ablation/uv-excimer-la>). Ce système permet la réalisation de plusieurs datations à différentes profondeurs dans le grain (depth-profiling). Le traitement des données a été réalisé à l'aide du logiciel lolite.

ANNEXE 3-B : Protocole pour les datations réalisées au GET à Toulouse

Supplementary Table 2. Operating conditions for the LA-ns-HR-ICP-MS equipment

U-Pb zircon analyses	
Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, Université Toulouse-III-Paul-Sabatier, Toulouse, France
Sample type/mineral	Zircons
Sample preparation	Mount
Imaging	Scanning Electron Microscopy (SEM), Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, UPS, CNRS, IRD, CNES, Toulouse, France.
Laser ablation system	
Make, Model & type	Laser nanosecond ESI NWR 213
Ablation cell	TwoVol2 double volume
Laser wavelength	213 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	4.4-4.6 J/cm ²
Repetition rate	10 Hz
Spot size	25 µm (round spot)
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He and Ar make-up gas
Background collection	15 seconds
Ablation duration	30 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	700-800 ml/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Thermo-Fisher Element-XR, HR-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1200-1300W
Sampler, skimmer cones	X type Ni
Make-up gas flow (Ar)	0.96 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps

Masses measured ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th
Sensitivity / Efficiency $3\text{-}4 \cdot 10^7$ cps/ppm ^{238}U (20 μm , 10Hz)
Dwell time per isotope 40 ms

Data Processing

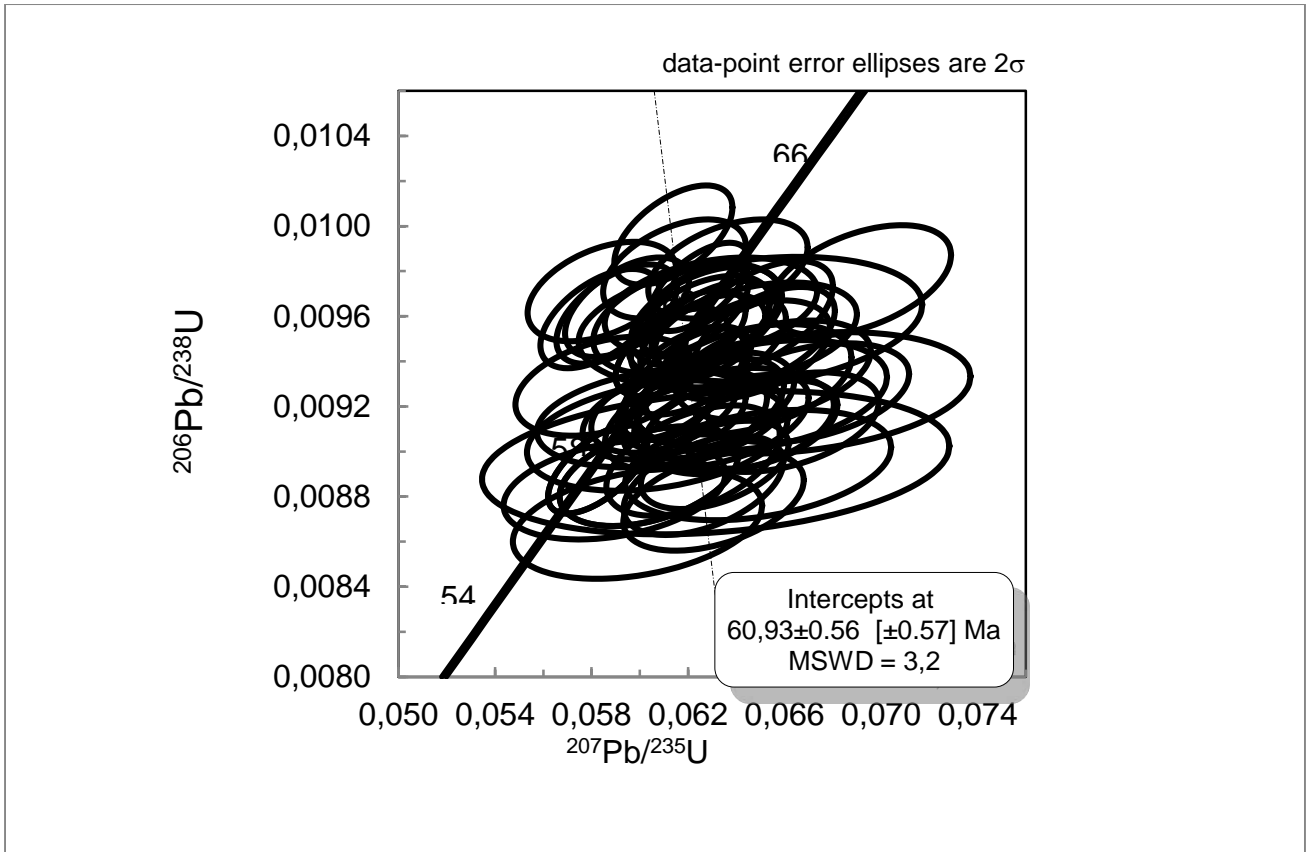
Gas blank 15 seconds on-peak
Calibration strategy 91500 zircon standard / Tardree zircon standard / Nist 610 SRM 610 reference glass
Reference Material info 91500 (Wiedenbeck et al. 1995) / Tardree (Ganerod et al. 2011)
Data processing package Glitter (van Achterbergh et al., 2001)

ANNEXE 3-C: Standard utilisés

Standard : Tardree zircon (Ganerod et al. 2011)

Analysis #	207Pb/235U		206Pb/238U		Rho		206Pb/238U	
	207Pb/235U	($\pm 1s$)	206Pb/238U	($\pm 1s$)			206Pb/238U	($\pm 1s$)
Tardree-1	0.0631	0.0015	0.0088	0.0001	0.42	1	56.3	0.6
Tardree-3	0.0618	0.0011	0.0093	0.0001	0.63	3	59.7	0.6
Tardree-4	0.0599	0.0021	0.0087	0.0001	0.33	4	55.7	0.6
Tardree-5	0.0622	0.0015	0.0090	0.0001	0.47	5	57.5	0.6
Tardree-1	0.0631	0.0013	0.0089	0.0001	0.45	1	57.3	0.5
Tardree-2	0.0651	0.0013	0.0091	0.0001	0.45	2	58.5	0.5
Tardree-3	0.0625	0.0008	0.0097	0.0001	0.61	3	62.4	0.5
Tardree-4	0.0630	0.0018	0.0096	0.0001	0.33	4	61.8	0.6
Tardree-5	0.0610	0.0014	0.0092	0.0001	0.39	5	58.8	0.5
Tardree-1	0.0627	0.0015	0.0092	0.0001	0.41	1	59.2	0.6
Tardree-2	0.0625	0.0012	0.0096	0.0001	0.49	2	61.3	0.6
Tardree-3	0.0590	0.0019	0.0088	0.0001	0.32	3	56.7	0.6
Tardree-4	0.0584	0.0013	0.0097	0.0001	0.43	4	62.3	0.6
Tardree-5	0.0586	0.0015	0.0093	0.0001	0.37	5	59.6	0.6
Tardree-6	0.0641	0.0016	0.0091	0.0001	0.39	6	58.5	0.6
Tardree-7	0.0620	0.0016	0.0096	0.0001	0.40	7	61.5	0.6
Tardree-8	0.0650	0.0013	0.0096	0.0001	0.54	8	61.6	0.6
Tardree-9	0.0650	0.0021	0.0093	0.0001	0.33	9	59.4	0.6
Tardree-12	0.0607	0.0022	0.0091	0.0001	0.30	12	58.2	0.7
Tardree-13	0.0666	0.0029	0.0093	0.0001	0.27	13	59.4	0.7
Tardree-1	0.0655	0.0017	0.0094	0.0001	0.38	1	60.1	0.6
Tardree-3	0.0648	0.0017	0.0095	0.0001	0.36	3	61.2	0.6
Tardree-4	0.0610	0.0012	0.0092	0.0001	0.43	4	59.0	0.5
Tardree-5	0.0632	0.0016	0.0092	0.0001	0.40	5	58.7	0.6
Tardree-6	0.0670	0.0017	0.0093	0.0001	0.38	6	59.4	0.6
Tardree-8	0.0595	0.0011	0.0096	0.0001	0.53	8	61.8	0.6
Tardree-9	0.0584	0.0010	0.0096	0.0001	0.54	9	61.6	0.6
Tardree-10	0.0614	0.0010	0.0100	0.0001	0.55	10	63.9	0.6
Tardree-11	0.0619	0.0014	0.0091	0.0001	0.45	11	58.6	0.6

Tardree-12	0.0645	0.0014	0.0095	0.0001	0.44	12	60.6	0.6
Tardree-13	0.0637	0.0014	0.0098	0.0001	0.43	13	63.0	0.6
Tardree-14	0.0691	0.0015	0.0098	0.0001	0.46	14	62.6	0.6
Tardree-1	0.0629	0.0013	0.0092	0.0001	0.48	1	59.0	0.6
Tardree-2	0.0646	0.0029	0.0096	0.0001	0.28	2	61.4	0.7
Tardree-6	0.0645	0.0018	0.0093	0.0001	0.40	6	59.8	0.6
Tardree-8	0.0626	0.0014	0.0089	0.0001	0.47	8	56.8	0.6
Tardree-9	0.0660	0.0016	0.0091	0.0001	0.40	9	58.6	0.6
Tardree-11	0.0632	0.0040	0.0090	0.0001	0.23	11	57.4	0.9
Tardree-3	0.0631	0.0011	0.0096	0.0001	0.50	3	61.3	0.5
Tardree-5	0.0590	0.0010	0.0096	0.0001	0.54	5	61.7	0.6
Tardree-6	0.0627	0.0013	0.0096	0.0001	0.47	6	61.6	0.6
Tardree-7	0.0614	0.0012	0.0098	0.0001	0.47	7	62.9	0.6
Tardree-9	0.0622	0.0009	0.0096	0.0001	0.56	9	61.8	0.5
Tardree-10	0.0637	0.0010	0.0095	0.0001	0.56	10	60.8	0.5
Tardree-11	0.0621	0.0010	0.0094	0.0001	0.52	11	60.0	0.5
Tardree-12	0.0626	0.0011	0.0095	0.0001	0.50	12	61.0	0.5
Tardree-14	0.0652	0.0012	0.0095	0.0001	0.52	14	61.0	0.6
Tardree-1	0.0620	0.0010	0.0095	0.0001	0.54	1	61.10	0.53
Tardree-2	0.0583	0.0008	0.0089	0.0001	0.62	2	57.20	0.50
Tardree-3	0.0613	0.0010	0.0094	0.0001	0.55	3	60.60	0.54
Tardree-4	0.0608	0.0021	0.0092	0.0001	0.29	4	58.70	0.60
Tardree-5	0.0604	0.0015	0.0089	0.0001	0.40	5	57.10	0.56
Tardree-2	0.0583	0.0008	0.0089	0.0001	0.62	2	57.20	0.50
Tardree-3	0.0613	0.0010	0.0094	0.0001	0.55	3	60.60	0.54
Tardree-5	0.0604	0.0015	0.0089	0.0001	0.40	5	57.10	0.56
Tardree-6	0.0649	0.0023	0.0089	0.0001	0.32	6	57.40	0.62

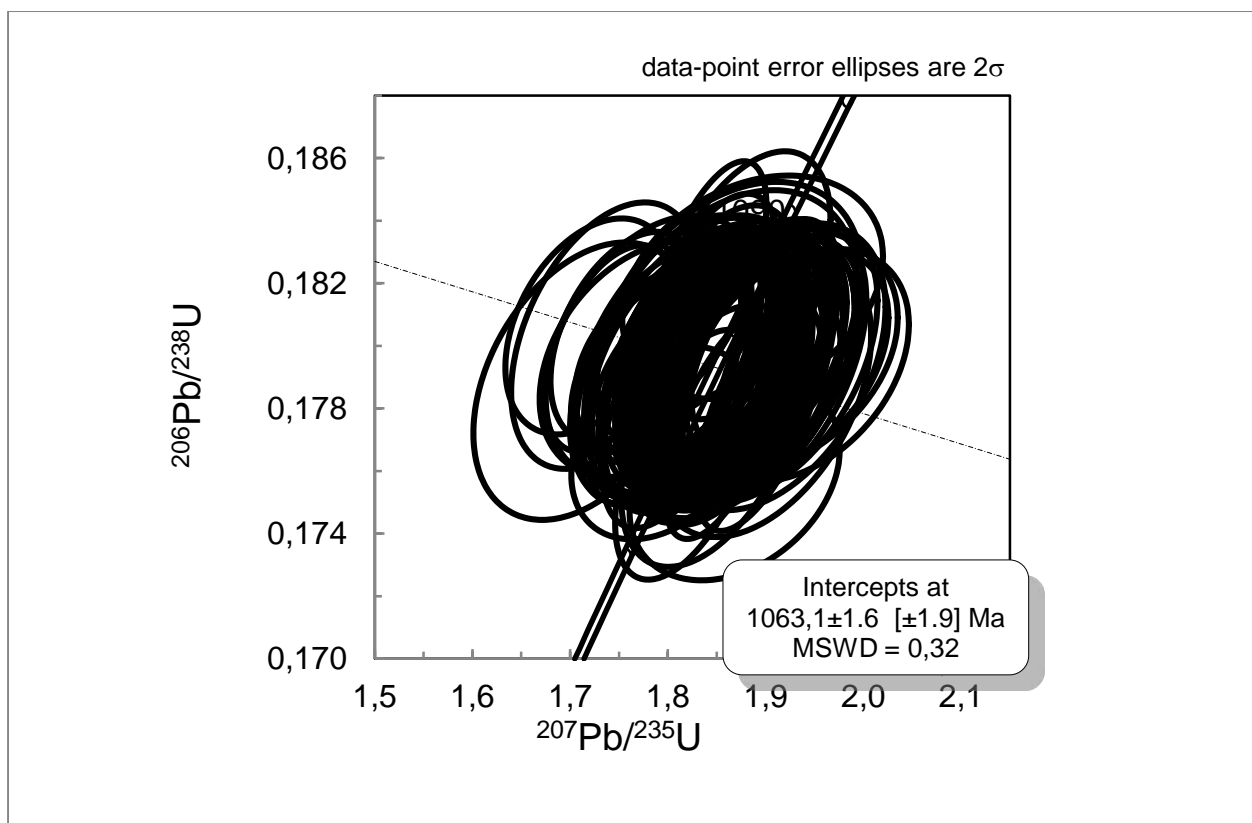


Standard : zircon 91500 (Wiedenbeck et al. 1995)

Analysis_#	207Pb/235U	207Pb/235U ($\pm 1s$)	206Pb/238U	206Pb/238U ($\pm 1s$)	Rho		206Pb/238U	206Pb/238U ($\pm 1s$)
91500-1	1.8573	0.0247	0.1796	0.0015	0.64	1	1064.70	8.38
91500-2	1.8638	0.0257	0.1788	0.0016	0.63	2	1060.30	8.48
91500-3	1.8621	0.0279	0.1792	0.0016	0.59	3	1062.80	8.68
91500-4	1.8029	0.0296	0.1793	0.0016	0.55	4	1062.90	8.86
91500-5	1.8441	0.0339	0.1795	0.0017	0.51	5	1064.10	9.10
91500-6	1.8966	0.0387	0.1792	0.0017	0.47	6	1062.80	9.33
91500-1	1.8573	0.0247	0.1796	0.0015	0.64	1	1064.70	8.38
91500-2	1.8638	0.0257	0.1788	0.0016	0.63	2	1060.30	8.48
91500-3	1.8621	0.0279	0.1792	0.0016	0.59	3	1062.80	8.68
91500-4	1.8029	0.0296	0.1793	0.0016	0.55	4	1062.90	8.86
91500-5	1.8441	0.0339	0.1795	0.0017	0.51	5	1064.10	9.10
91500-6	1.8966	0.0387	0.1792	0.0017	0.47	6	1062.80	9.33
91500-1	1.8573	0.0247	0.1796	0.0015	0.64	1	1064.70	8.38
91500-2	1.8638	0.0257	0.1788	0.0016	0.63	2	1060.30	8.48
91500-3	1.8621	0.0279	0.1792	0.0016	0.59	3	1062.80	8.68
91500-4	1.8029	0.0296	0.1793	0.0016	0.55	4	1062.90	8.86
91500-5	1.8441	0.0339	0.1795	0.0017	0.51	5	1064.10	9.10
91500-6	1.8966	0.0387	0.1792	0.0017	0.47	6	1062.80	9.33
91500-1	1.9250	0.0413	0.1796	0.0014	0.37	1	1064.8	7.8

91500-2	1.9037	0.0386	0.1796	0.0016	0.44	2	1064.6	8.8
91500-3	1.7567	0.0314	0.1803	0.0014	0.42	3	1068.6	7.5
91500-4	1.8735	0.0348	0.1798	0.0014	0.43	4	1065.8	7.8
91500-5	1.8503	0.0362	0.1794	0.0016	0.46	5	1063.9	8.8
91500-6	1.7198	0.0352	0.1806	0.0014	0.38	6	1070.3	7.7
91500-7	1.8424	0.0326	0.1800	0.0015	0.46	7	1066.9	7.9
91500-8	1.7854	0.0451	0.1800	0.0017	0.38	8	1066.7	9.4
91500-9	1.7421	0.0280	0.1799	0.0014	0.47	9	1066.5	7.4
91500-10	1.8560	0.0434	0.1802	0.0016	0.37	10	1068.1	8.5
91500-11	1.8033	0.0423	0.1791	0.0017	0.41	11	1061.9	9.4
91500-12	1.8843	0.0404	0.1798	0.0016	0.40	12	1066.1	8.5
91500-13	1.7354	0.0392	0.1803	0.0017	0.43	13	1068.8	9.5
91500-14	1.8626	0.0361	0.1802	0.0016	0.45	14	1067.8	8.6
91500-15	1.7138	0.0461	0.1789	0.0018	0.38	15	1060.8	9.9
91500-1	1.7943	0.0381	0.1769	0.0013	0.34	1	1050.0	6.9
91500-2	1.8685	0.0440	0.1757	0.0013	0.31	2	1043.4	7.1
91500-3	1.8200	0.0471	0.1794	0.0014	0.30	3	1063.8	7.6
91500-4	1.8868	0.0545	0.1819	0.0015	0.28	4	1077.2	8.0
91500-5	1.9325	0.0467	0.1794	0.0015	0.35	5	1063.6	8.3
91500-6	1.7780	0.0446	0.1796	0.0015	0.34	6	1064.7	8.4
91500-7	1.8335	0.0532	0.1789	0.0016	0.31	7	1060.9	8.7
91500-8	1.8499	0.0520	0.1787	0.0016	0.31	8	1059.7	8.6
91500-9	1.8324	0.0537	0.1790	0.0016	0.30	9	1061.7	8.7
91500-10	1.8903	0.0592	0.1797	0.0016	0.29	10	1065.5	8.9
91500-11	1.8390	0.0231	0.1797	0.0015	0.66	11	1065.6	8.1
91500-12	1.8577	0.0245	0.1792	0.0015	0.63	12	1062.5	8.1
91500-13	1.8406	0.0247	0.1822	0.0015	0.62	13	1079.1	8.2
91500-14	1.9067	0.0247	0.1792	0.0015	0.64	14	1062.7	8.1
91500-15	1.8282	0.0231	0.1781	0.0015	0.65	15	1056.6	8.0
91500-16	1.8572	0.0247	0.1774	0.0015	0.62	16	1052.7	8.0
91500-17	1.8478	0.0278	0.1793	0.0015	0.56	17	1063.1	8.2
91500-1	1.8461	0.0340	0.1787	0.0018	0.54	1	1060.0	9.8
91500-2	1.8937	0.0335	0.1797	0.0018	0.56	2	1065.1	9.8
91500-3	1.8560	0.0350	0.1793	0.0018	0.53	3	1063.2	9.9
91500-4	1.7929	0.0357	0.1794	0.0018	0.51	4	1063.7	9.9
91500-5	1.8264	0.0400	0.1791	0.0018	0.47	5	1062.3	10.0
91500-6	1.9092	0.0464	0.1793	0.0019	0.43	6	1063.1	10.2
91500-7	1.8647	0.0466	0.1791	0.0019	0.42	7	1061.9	10.2
91500-8	1.8819	0.0363	0.1790	0.0018	0.51	8	1061.6	9.6
91500-9	1.7998	0.0354	0.1792	0.0018	0.50	9	1062.7	9.7
91500-10	1.9056	0.0399	0.1794	0.0018	0.48	10	1063.7	9.8
91500-11	1.8117	0.0398	0.1797	0.0018	0.46	11	1065.6	9.9
91500-12	1.8603	0.0546	0.1803	0.0019	0.36	12	1068.5	10.5
91500-13	1.8964	0.0456	0.1784	0.0018	0.43	13	1058.2	10.1
91500-14	1.8256	0.0490	0.1796	0.0019	0.39	14	1064.5	10.4
91500-1	1.8380	0.0324	0.1790	0.0016	0.49	1	1061.3	8.5

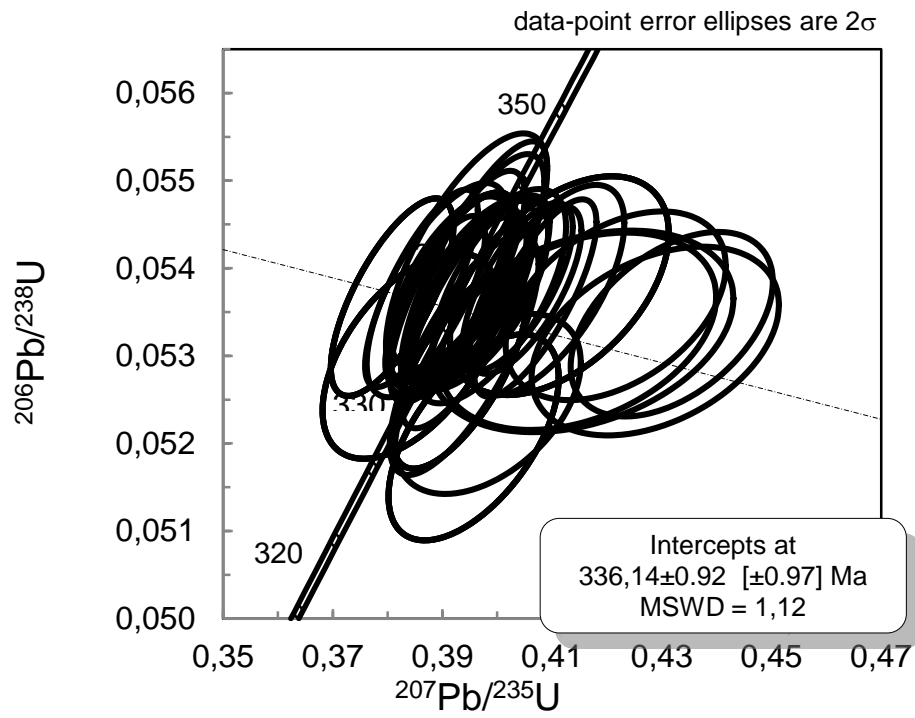
91500-2	1.8671	0.0376	0.1787	0.0016	0.44	2	1060.0	8.7
91500-3	1.8585	0.0298	0.1796	0.0016	0.54	3	1064.8	8.6
91500-4	1.8621	0.0341	0.1799	0.0016	0.49	4	1066.3	8.8
91500-5	1.8587	0.0347	0.1787	0.0016	0.49	5	1059.9	8.9
91500-6	1.8244	0.0366	0.1794	0.0017	0.46	6	1063.5	9.0
91500-7	1.8757	0.0431	0.1791	0.0017	0.41	7	1062.2	9.3
91500-8	1.8607	0.0281	0.1789	0.0016	0.60	8	1061.1	8.8
91500-9	1.8405	0.0298	0.1808	0.0017	0.56	9	1071.4	9.0
91500-10	1.8889	0.0331	0.1800	0.0017	0.53	10	1066.9	9.1
91500-11	1.8211	0.0306	0.1765	0.0016	0.55	11	1047.9	8.9
91500-12	1.8471	0.0348	0.1804	0.0017	0.50	12	1068.9	9.3
91500-13	1.8806	0.0372	0.1798	0.0017	0.48	13	1065.7	9.3
91500-14	1.8464	0.0407	0.1795	0.0017	0.44	14	1064.0	9.5
91500-1	1.8673	0.0291	0.1786	0.0015	0.55	1	1059.2	8.5
91500-2	1.8257	0.0289	0.1800	0.0016	0.55	2	1066.9	8.5
91500-3	1.8651	0.0290	0.1793	0.0016	0.56	3	1063.2	8.5
91500-4	1.8373	0.0314	0.1795	0.0016	0.52	4	1064.2	8.6
91500-5	1.8652	0.0324	0.1790	0.0016	0.51	5	1061.6	8.6
91500-6	1.8718	0.0366	0.1794	0.0016	0.46	6	1063.7	8.8
91500-7	1.8412	0.0359	0.1791	0.0016	0.46	7	1061.8	8.8
91500-8	1.8353	0.0252	0.1802	0.0015	0.61	8	1068.0	8.3
91500-9	1.8928	0.0261	0.1778	0.0015	0.61	9	1054.8	8.2
91500-10	1.8362	0.0284	0.1797	0.0015	0.56	10	1065.3	8.4
91500-11	1.8313	0.0292	0.1797	0.0016	0.54	11	1065.5	8.5
91500-12	1.8591	0.0316	0.1792	0.0016	0.51	12	1062.7	8.6
91500-13	1.8548	0.0324	0.1792	0.0016	0.50	13	1062.5	8.6
91500-14	1.8552	0.0344	0.1793	0.0016	0.48	14	1063.2	8.7
91500-1	1.8073	0.0306	0.1782	0.0016	0.54	1	1057.1	9.0
91500-2	1.8883	0.0299	0.1793	0.0017	0.58	2	1063.3	9.0
91500-3	1.8822	0.0329	0.1795	0.0017	0.54	3	1064.3	9.2
91500-4	1.8256	0.0325	0.1799	0.0017	0.53	4	1066.6	9.3
91500-5	1.8758	0.0371	0.1819	0.0018	0.49	5	1077.6	9.5
91500-6	1.8440	0.0374	0.1771	0.0017	0.48	6	1051.2	9.4
91500-7	1.8473	0.0414	0.1792	0.0018	0.44	7	1062.5	9.7
91500-8	1.8563	0.0327	0.1795	0.0018	0.55	8	1064.4	9.6
91500-9	1.8532	0.0361	0.1793	0.0018	0.50	9	1062.9	9.7
91500-10	1.8214	0.0356	0.1791	0.0018	0.50	10	1062.1	9.6
91500-11	1.8586	0.0366	0.1786	0.0018	0.50	11	1059.1	9.6
91500-12	1.9084	0.0435	0.1795	0.0018	0.44	12	1064.4	9.8
91500-13	1.8635	0.0555	0.1806	0.0019	0.35	13	1070.3	10.3
91500-14	1.8298	0.0456	0.1792	0.0018	0.40	14	1062.6	9.9



Standard : zircon Plešovice (Sláma et al., 2008)

Analysis_#	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 1s$)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 1s$)	Rho		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 1s$)
Pleso-1	0.3921	0.0047	0.0537	0.0005	0.72	1	337.4	2.8
Pleso-2	0.3808	0.0046	0.0537	0.0005	0.72	2	337.0	2.8
Pleso-3	0.3932	0.0050	0.0528	0.0005	0.69	3	331.9	2.8
Pleso-4	0.3842	0.0065	0.0530	0.0005	0.53	4	332.9	3.0
Pleso-5	0.3957	0.0063	0.0521	0.0005	0.58	5	327.2	2.9
Pleso-6	0.4113	0.0082	0.0538	0.0005	0.48	6	337.8	3.1
Pleso-1	0.3921	0.0047	0.0537	0.0005	0.72	1	337.4	2.8
Pleso-2	0.3808	0.0046	0.0537	0.0005	0.72	2	337.0	2.8
Pleso-3	0.3932	0.0050	0.0528	0.0005	0.69	3	331.9	2.8
Pleso-4	0.3842	0.0065	0.0530	0.0005	0.53	4	332.9	3.0
Pleso-5	0.3957	0.0063	0.0521	0.0005	0.58	5	327.2	2.9
Pleso-6	0.4113	0.0082	0.0538	0.0005	0.48	6	337.8	3.1
Pleso-1	0.3921	0.0047	0.0537	0.0005	0.72	1	337.4	2.8
Pleso-2	0.3808	0.0046	0.0537	0.0005	0.72	2	337.0	2.8
Pleso-3	0.3932	0.0050	0.0528	0.0005	0.69	3	331.9	2.8
Pleso-4	0.3842	0.0065	0.0530	0.0005	0.53	4	332.9	3.0
Pleso-5	0.3957	0.0063	0.0521	0.0005	0.58	5	327.2	2.9
Pleso-6	0.4113	0.0082	0.0538	0.0005	0.48	6	337.8	3.1
Pleso-1	0.3947	0.0050	0.0535	0.0005	0.78	1	335.8	3.3
Pleso-2	0.3916	0.0045	0.0538	0.0004	0.65	2	338.0	2.4

Pleso-3	0.3862	0.0042	0.0538	0.0005	0.79	3	337.6	2.8
Pleso-4	0.3887	0.0037	0.0536	0.0004	0.76	4	336.9	2.4
Pleso-5	0.3951	0.0042	0.0536	0.0004	0.70	5	336.6	2.5
Pleso-6	0.4070	0.0046	0.0537	0.0005	0.77	6	336.9	2.8
Pleso-7	0.4037	0.0041	0.0538	0.0004	0.71	7	337.7	2.4
Pleso-8	0.3927	0.0050	0.0538	0.0005	0.78	8	337.7	3.3
Pleso-9	0.3966	0.0051	0.0541	0.0006	0.79	9	339.6	3.4
Pleso-10	0.3989	0.0044	0.0538	0.0004	0.71	10	337.8	2.5
Pleso-11	0.3914	0.0047	0.0537	0.0005	0.73	11	337.2	2.9
Pleso-12	0.4052	0.0042	0.0538	0.0004	0.71	12	337.5	2.4
Pleso-13	0.3946	0.0044	0.0536	0.0004	0.70	13	336.8	2.6
Pleso-14	0.4089	0.0058	0.0538	0.0005	0.64	14	337.5	3.0
Pleso-15	0.3955	0.0053	0.0539	0.0006	0.77	15	338.6	3.4
Pleso-16	0.3940	0.0055	0.0530	0.0006	0.75	16	333.0	3.4
Pleso-17	0.3917	0.0047	0.0538	0.0004	0.68	17	337.7	2.7
Pleso-18	0.3986	0.0057	0.0537	0.0005	0.65	18	337.1	3.0
Pleso-19	0.3964	0.0053	0.0537	0.0005	0.63	19	337.3	2.8
Pleso-20	0.3891	0.0053	0.0538	0.0005	0.69	20	337.5	3.1
Pleso-21	0.3944	0.0060	0.0541	0.0006	0.70	21	339.7	3.6
Pleso-5	0.3983	0.0069	0.0525	0.0004	0.46	5	329.6	2.6
Pleso-6	0.4318	0.0075	0.0534	0.0004	0.46	6	335.1	2.6
Pleso-7	0.4216	0.0082	0.0536	0.0004	0.42	7	336.4	2.7
Pleso-8	0.4288	0.0092	0.0532	0.0004	0.39	8	334.0	2.7
Pleso-9	0.4148	0.0103	0.0533	0.0005	0.35	9	334.6	2.8
Pleso-10	0.4155	0.0113	0.0533	0.0005	0.33	10	334.6	2.9



ANNEXE 3-D : Données U-Pb sur zircons pour les échantillons (RON1,2,3,4,5,6,8,10) ; (CPG1,2,4,6,7,8) ; (M1,3,5,6,7,8,10 et VLP3).

Les âges reportés dans les tableaux sont ceux utilisés pour tracer les courbes KDE dans la partie 5. Seuls les âges dont la discordance est inférieure à 10% ont été reportés et utilisés.

La colonne best-age correspond à l'âge 207Pb/206Pb si il est supérieur à 850Ma et l'âge 206Pb/238U si il est inférieur à 850Ma.

Les discordances utilisées sont entre les âges 206Pb/238U et 207Pb/206Pb pour les âges supérieurs à 850Ma et entre les âges 206Pb/2238U et 207Pb/235U pour les âges inférieurs à 850Ma.

Table 1: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON1

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	207/235 (Ma)	2σ error	206/238 (Ma)	2σ error	207/206 (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
RON1_1	204.0	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	657	7.6	656	5.2	646	32.0	656	5.2	0.2	
RON1_2	289.2	0.4	6.4	0.0	0.4	0.0	0.6	2029	6.1	2014	10.0	2043	10.0	2043	10.0	1.4	
RON1_3	114.0	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	575	10.0	580	5.8	531	51.0	580	5.8	0.9	
RON1_4	106.3	3.4	6.0	0.1	0.4	0.0	0.7	1974	13.0	1964	20.0	1982	19.0	1982	19.0	0.9	
RON1_5	250.0	1.1	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	593	6.9	588	4.8	607	37.0	588	4.8	0.9	
RON1_6	64.6	0.8	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	506	15.0	490	5.9	550	78.0	490	5.9	3.2	
RON1_7	43.0	0.9	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	521	16.0	528	7.7	462	81.0	528	7.7	1.4	
RON1_8	463.0	8.3	0.8	0.1	0.1	0.0	0.3	617	30.0	594	23.0	690	130.0	594	23.0	3.7	R
RON1_8	51.2	1.7	1.5	0.0	0.2	0.0	0.2	936	15.0	931	11.0	954	52.0	954	52.0	2.4	C
RON1_9	73.9	2.1	3.3	0.1	0.3	0.0	0.3	1478	18.0	1468	17.0	1481	44.0	1481	44.0	0.9	C
RON1_10	137.5	1.3	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	741	8.5	740	6.4	745	37.0	740	6.4	0.2	
RON1_11	360.0	1.5	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	607	7.3	598	3.6	638	35.0	598	3.6	1.6	
RON1_12	64.0	0.8	5.2	0.1	0.3	0.0	0.4	1849	13.0	1848	15.0	1851	24.0	1851	24.0	0.2	
RON1_13	155.3	1.4	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	387	7.1	380	3.4	420	49.0	380	3.4	2.0	
RON1_14	101.5	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	593	9.5	582	5.7	620	47.0	582	5.7	1.9	
RON1_15	41.5	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	589	15.0	578	8.0	602	74.0	578	8.0	1.8	
RON1_16	115.3	1.0	5.4	0.1	0.3	0.0	0.4	1888	9.3	1891	15.0	1886	19.0	1886	19.0	0.3	
RON1_17	185.2	1.1	7.5	0.1	0.4	0.0	0.4	2177	7.0	2167	12.0	2185	13.0	2185	13.0	0.8	
RON1_18	19.2	6.5	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	683	25.0	685	11.0	620	100.0	685	11.0	0.3	
RON1_19	216.5	1.4	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	171	5.1	171	2.0	169	66.0	171	2.0	0.2	
RON1_20	114.0	1.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	675	9.9	669	5.9	685	46.0	669	5.9	0.9	
RON1_21	191.0	3.6	14.6	0.5	0.5	0.0	0.7	2784	33.0	2510	77.0	2967	30.0	2967	30.0	15.4	R
RON1_21	165.0	1.9	35.6	1.6	0.7	0.0	0.9	3660	42.0	3300	110.0	3853	30.0	3853	30.0	14.4	C
RON1_22	194.8	1.4	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1052	8.2	1051	6.9	1050	25.0	1050	25.0	0.1	
RON1_23	200.5	0.9	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	634	8.3	612	4.9	695	36.0	612	4.9	3.5	
RON1_24	115.9	1.4	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	656	9.7	658	6.8	638	44.0	658	6.8	0.3	
RON1_25	173.0	0.9	1.6	0.0	0.2	0.0	0.1	977	9.3	976	8.6	974	29.0	974	29.0	0.2	
RON1_26	83.1	1.4	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	627	11.0	623	6.8	618	53.0	623	6.8	0.7	
RON1_27	249.0	11.4	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	625	14.0	615	9.6	648	65.0	615	9.6	1.6	R
RON1_27	246.2	2.4	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	723	10.0	727	8.2	702	41.0	727	8.2	0.6	C
RON1_28	61.7	1.2	1.4	0.0	0.1	0.0	0.0	868	15.0	872	10.0	840	59.0	840	10.0	0.5	
RON1_29	66.9	1.3	6.1	0.1	0.4	0.0	0.6	1989	11.0	1999	18.0	1986	20.0	1986	20.0	0.7	
RON1_30	126.5	0.9	5.5	0.1	0.3	0.0	0.5	1907	8.2	1890	15.0	1921	17.0	1921	17.0	1.6	
RON1_31	405.0	6.3	1.0	0.0	0.1	0.0	0.7	712	23.0	669	18.0	837	66.0	669	18.0	6.0	R
RON1_31	140.2	2.0	1.9	0.0	0.2	0.0	0.4	1080	13.0	1092	17.0	1051	41.0	1051	41.0	3.9	C

RON1_32	556.0	3.2	0.9	0.1	0.1	0.0	0.8	626	27.0	625	17.0	585	72.0	625	17.0	0.2	R
RON1_32	77.7	3.7	1.7	0.0	0.2	0.0	0.3	996	14.0	994	11.0	988	43.0	988	43.0	0.6	C
RON1_33	387.0	1.3	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	597	5.6	599	3.8	574	28.0	599	3.8	0.5	
RON1_34	89.9	1.6	7.5	0.1	0.4	0.0	0.4	2170	9.0	2175	15.0	2164	16.0	2164	16.0	0.5	
RON1_35	102.2	1.0	6.2	0.1	0.4	0.0	0.3	2007	8.1	2011	12.0	1998	17.0	1998	17.0	0.7	
RON1_36	36.7	2.1	7.4	0.1	0.4	0.0	0.2	2156	13.0	2104	24.0	2204	27.0	2204	27.0	4.5	
RON1_37	142.0	1.4	5.0	0.1	0.3	0.0	0.6	1820	14.0	1792	22.0	1855	26.0	1855	26.0	3.4	C
RON1_39	110.1	0.9	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	647	11.0	648	9.3	637	57.0	648	9.3	0.1	
RON1_40	57.8	1.7	4.7	0.1	0.3	0.0	0.0	1758	12.0	1757	14.0	1756	23.0	1756	23.0	0.1	
RON1_41	85.0	1.4	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	399	11.0	387	4.5	438	66.0	387	4.5	3.0	
RON1_42	127.3	1.0	1.9	0.0	0.2	0.0	0.4	1079	11.0	1023	8.7	1194	31.0	1194	31.0	14.4	
RON1_43	183.0	1.1	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	590	7.8	593	5.8	570	39.0	593	5.8	0.5	
RON1_44	143.1	0.8	5.7	0.1	0.4	0.0	0.6	1925	8.5	1951	15.0	1897	16.0	1897	16.0	2.8	
RON1_45	54.5	1.0	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	689	16.0	685	9.2	684	72.0	685	9.2	0.5	
RON1_46	74.5	1.1	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	432	18.0	415	8.0	480	110.0	415	8.0	3.8	
RON1_47	89.5	1.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	578	11.0	580	6.3	561	55.0	580	6.3	0.4	
RON1_48	77.5	0.6	11.3	0.1	0.5	0.0	0.7	2542	12.0	2531	27.0	2550	19.0	2550	19.0	0.7	
RON1_49	86.5	1.0	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1045	12.0	1053	14.0	1009	39.0	1009	39.0	4.4	
RON1_50	267.0	1.5	7.2	0.1	0.4	0.0	0.7	2128	15.0	2032	37.0	2237	28.0	2237	28.0	9.2	
RON1_51	62.0	1.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	657	14.0	657	8.5	639	65.0	657	8.5	0.1	
RON1_52	142.6	4.0	6.3	0.1	0.4	0.0	0.7	2014	14.0	2016	24.0	2012	22.0	2012	22.0	0.2	
RON1_53	252.0	1.7	1.3	0.0	0.1	0.0	0.6	844	13.0	843	12.0	841	40.0	843	12.0	0.1	
RON1_54	68.6	0.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	602	12.0	598	8.9	602	64.0	598	8.9	0.7	
RON1_55	221.5	4.5	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	664	15.0	630	15.0	784	59.0	630	15.0	5.1	
RON1_56	120.4	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	586	11.0	576	7.8	612	53.0	576	7.8	1.7	
RON1_57	106.6	0.9	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	553	11.0	565	7.1	488	57.0	565	7.1	2.1	
RON1_58	108.2	1.2	5.3	0.1	0.3	0.0	0.4	1865	9.2	1855	14.0	1874	20.0	1874	20.0	1.0	
RON1_59	114.2	0.6	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	678	11.0	684	7.5	642	48.0	684	7.5	0.9	
RON1_61	50.8	1.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	560	15.0	561	6.8	523	71.0	561	6.8	0.2	
RON1_62	66.3	0.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	662	12.0	670	8.1	620	55.0	670	8.1	1.1	
RON1_63	512.2	1.2	1.3	0.0	0.1	0.0	0.5	827	5.7	831	6.4	807	21.0	831	6.4	0.5	
RON1_64	178.0	0.5	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	602	8.4	601	6.0	604	42.0	601	6.0	0.3	
RON1_65	112.7	1.8	2.2	0.0	0.2	0.0	0.3	1186	12.0	1185	12.0	1191	35.0	1191	35.0	0.5	
RON1_66	67.1	1.4	7.1	0.1	0.4	0.0	0.6	2118	12.0	2135	21.0	2107	20.0	2107	20.0	1.3	
RON1_67	407.0	0.7	1.5	0.0	0.1	0.0	0.8	915	13.0	847	14.0	1074	30.0	847	14.0	7.4	
RON1_69	42.2	1.1	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	606	16.0	607	8.5	570	77.0	607	8.5	0.1	
RON1_70	110.0	1.8	1.7	0.1	0.2	0.0	0.2	1020	27.0	954	17.0	1146	81.0	1146	81.0	16.8	
RON1_71	244.0	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	613	7.8	609	5.7	611	36.0	609	5.7	0.7	
RON1_72	203.0	2.2	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	596	9.2	601	7.6	552	43.0	601	7.6	1.0	
RON1_73	43.1	1.3	8.3	0.1	0.4	0.0	0.6	2258	15.0	2283	24.0	2226	24.0	2226	24.0	2.6	
RON1_74	105.2	0.6	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	601	14.0	593	8.1	601	73.0	593	8.1	1.4	
RON1_75	155.0	9.2	5.0	0.1	0.3	0.0	0.8	1809	14.0	1607	19.0	2041	18.0	2041	18.0	21.3	
RON1_76	168.4	2.3	12.0	0.2	0.5	0.0	0.7	2600	12.0	2573	30.0	2609	20.0	2609	20.0	1.4	
RON1_77	67.1	1.3	5.6	0.1	0.3	0.0	0.5	1916	12.0	1927	20.0	1896	24.0	1896	24.0	1.6	
RON1_78	62.6	1.0	1.7	0.0	0.2	0.0	0.2	1008	13.0	1017	11.0	986	43.0	986	43.0	3.1	
RON1_79	108.7	3.5	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	728	11.0	735	11.0	688	47.0	735	11.0	1.0	
RON1_80	328.0	8.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	631	14.0	624	13.0	637	52.0	624	13.0	1.1	
RON1_81	358.0	1.9	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	567	7.7	555	7.5	594	38.0	555	7.5	2.0	
RON1_82	382.2	6.1	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	679	8.1	652	9.6	758	36.0	652	9.6	4.0	
RON1_83	68.9	1.1	6.5	0.1	0.4	0.0	0.5	2048	12.0	2054	18.0	2033	22.0	2033	22.0	1.0	
RON1_84	43.5	1.1	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	593	17.0	598	7.6	539	81.0	598	7.6	0.8	
RON1_85	202.0	1.7	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1061	8.3	1058	9.0	1060	25.0	1060	25.0	0.2	
RON1_86	98.6	1.0	4.7	0.1	0.3	0.0	0.2	1760	15.0	1740	16.0	1776	35.0	1776	35.0	2.0	
RON1_87	152.2	1.3	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1056	7.9	1056	8.5	1047	25.0	1047	25.0	0.9	

RON1_88	56.7	15.2	0.9	0.1	0.1	0.0	0.3	663	42.0	614	31.0	800	180.0	614	31.0	7.4	R
RON1_88	57.5	0.7	21.1	1.1	0.6	0.0	0.9	3118	55.0	2971	93.0	3221	46.0	3221	46.0	7.8	C
RON1_89	80.7	2.9	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	667	12.0	657	7.8	683	54.0	657	7.8	1.5	
RON1_90	301.0	1.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	604	7.0	603	4.4	604	31.0	603	4.4	0.2	
RON1_91	64.7	1.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	625	14.0	642	8.4	548	66.0	642	8.4	2.7	
RON1_92	118.4	1.4	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	594	10.0	605	5.7	537	51.0	605	5.7	1.8	
RON1_93	326.0	2.5	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	596	6.2	589	4.2	625	30.0	589	4.2	1.2	
RON1_94	132.6	1.3	7.2	0.1	0.4	0.0	0.5	2131	8.7	2150	16.0	2115	16.0	2115	16.0	1.7	
RON1_95	280.0	0.8	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	561	12.0	553	9.8	587	56.0	553	9.8	1.4	
RON1_96	258.9	1.7	11.1	0.1	0.5	0.0	0.5	2533	5.6	2538	12.0	2529	9.6	2529	9.6	0.4	
RON1_97	28.4	0.8	1.2	0.0	0.1	0.0	0.1	774	20.0	770	11.0	754	81.0	770	11.0	0.5	
RON1_98	175.0	1.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	595	9.3	595	6.8	598	46.0	595	6.8	0.0	
RON1_99	182.8	0.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	604	14.0	612	16.0	596	56.0	612	16.0	1.3	
RON1_100	119.5	1.1	4.6	0.1	0.3	0.0	0.5	1753	9.7	1743	14.0	1761	21.0	1761	21.0	1.0	
RON1_101	366.0	1.6	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	589	7.0	589	5.7	587	33.0	589	5.7	0.1	
RON1_102	156.0	1.1	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	532	16.0	498	9.8	652	92.0	498	9.8	6.4	R
RON1_102	255.8	0.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	594	9.5	601	5.9	569	46.0	601	5.9	1.2	C
RON1_103	103.1	0.9	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	717	10.0	712	8.2	737	45.0	712	8.2	0.6	
RON1_104	352.0	2.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	554	8.7	537	7.9	615	41.0	537	7.9	3.1	
RON1_106	103.9	0.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	614	10.0	621	5.4	571	50.0	621	5.4	1.2	
RON1_107	89.9	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	649	12.0	658	8.2	611	56.0	658	8.2	1.4	
RON1_108	242.0	1.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	598	8.2	590	5.6	617	40.0	590	5.6	1.3	
RON1_109	330.0	2.9	5.9	0.2	0.3	0.0	0.9	1948	30.0	1932	46.0	1964	29.0	1964	29.0	1.6	
RON1_110	147.7	3.2	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	591	9.4	592	5.9	571	50.0	592	5.9	0.1	
RON1_111	221.9	1.1	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	548	7.4	551	5.4	522	40.0	551	5.4	0.6	
RON1_112	158.0	8.5	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	566	27.0	541	18.0	660	130.0	541	18.0	4.4	R
RON1_112	108.3	1.5	11.3	0.2	0.5	0.0	0.7	2549	12.0	2487	26.0	2602	17.0	2602	17.0	4.4	C
RON1_113	215.9	20.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	544	6.6	548	4.4	521	39.0	548	4.4	0.7	
RON1_115	165.5	4.6	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	588	8.9	599	6.8	543	48.0	599	6.8	1.7	
RON1_116	152.0	1.5	2.2	0.0	0.2	0.0	0.5	1178	11.0	1180	11.0	1175	27.0	1175	27.0	0.4	
RON1_117	128.0	1.7	1.7	0.0	0.2	0.0	0.0	993	13.0	1008	12.0	950	46.0	950	46.0	6.1	
RON1_118	121.0	1.1	6.1	0.1	0.4	0.0	0.5	1991	10.0	1943	15.0	2040	19.0	2040	19.0	4.8	
RON1_119	189.6	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	665	9.3	663	6.1	663	42.0	663	6.1	0.3	
RON1_120	64.3	1.0	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	685	14.0	683	8.3	669	64.0	683	8.3	0.4	
RON1_121	132.3	1.8	3.0	0.0	0.2	0.0	0.7	1393	12.0	1383	17.0	1416	28.0	1416	28.0	2.3	
RON1_122	125.9	3.0	1.9	0.0	0.2	0.0	0.4	1068	9.9	1085	12.0	1046	31.0	1046	31.0	3.7	
RON1_123	177.7	2.7	1.2	0.0	0.1	0.0	0.1	799	8.8	786	6.2	843	32.0	786	6.2	1.7	
RON1_124	51.2	0.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	601	15.0	597	8.8	604	73.0	597	8.8	0.6	
RON1_125	123.6	0.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	588	12.0	564	8.7	687	54.0	564	8.7	4.1	
RON1_126	68.4	1.9	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	677	14.0	690	9.1	625	60.0	690	9.1	1.9	
RON1_127	11.6	-54.0	0.8	0.1	0.1	0.0	0.0	596	33.0	603	16.0	530	150.0	603	16.0	1.2	
RON1_128	126.8	2.1	5.6	0.5	0.3	0.0	0.6	1898	81.0	1673	91.0	2170	120.0	2170	120.0	22.9	
RON1_129	595.0	63.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	647	21.0	633	16.0	697	86.0	633	16.0	2.2	R
RON1_129	215.3	1.1	5.2	0.1	0.3	0.0	0.5	1853	17.0	1791	25.0	1933	34.0	1933	34.0	7.3	C
RON1_130	33.8	0.6	5.6	0.1	0.4	0.0	0.4	1917	15.0	1975	27.0	1866	33.0	1866	33.0	5.8	
RON1_131	292.0	2.7	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	653	7.6	654	6.2	654	34.0	654	6.2	0.2	
RON1_132	150.0	0.9	7.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2185	9.1	2211	17.0	2163	16.0	2163	16.0	2.2	
RON1_133	302.0	0.8	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	564	9.0	556	9.8	590	41.0	556	9.8	1.4	
RON1_134	169.6	1.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	566	9.2	547	8.9	634	51.0	547	8.9	3.4	
RON1_135	378.0	2.9	2.4	0.0	0.2	0.0	0.6	1241	11.0	1219	15.0	1277	25.0	1277	25.0	4.5	
RON1_136	105.5	0.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	591	21.0	585	13.0	592	94.0	585	13.0	1.0	
RON1_138	275.0	1.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	648	9.7	645	7.9	655	41.0	645	7.9	0.6	
RON1_139	230.0	3.6	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	642	9.5	636	7.3	674	40.0	636	7.3	1.0	
RON1_140	66.3	1.2	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	604	14.0	617	7.4	541	70.0	617	7.4	2.2	

Table 2: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON2

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	$\frac{207}{235}$	2σ error	$\frac{206}{238}$	2σ error	RHO	$\frac{207}{235}$ (Ma)	2σ error	$\frac{206}{238}$ (Ma)	2σ error	$\frac{207}{206}$ (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
RON2_1	703.0	3.3	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	663	6.2	666	8.1	650	26.0	666.4	8.1	0.5	
RON2_3	240.5	1.5	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	614	9.9	611	9.8	599	51.0	610.6	9.8	0.5	
RON2_4	401.0	3.3	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	569	9.1	574	9.3	544	40.0	574.3	9.3	1.0	
RON2_5	170.0	1.4	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	492	9.2	489	5.8	497	54.0	488.6	5.8	0.7	
RON2_6	1020.0	4.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	564	6.6	560	6.4	579	29.0	560.0	6.4	0.7	
RON2_7	194.0	3.3	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	647	9.8	647	7.1	633	42.0	647.4	7.1	0.1	
RON2_8	461.0	2.9	1.0	0.0	0.1	0.0	0.6	681	11.0	689	11.0	651	38.0	689.0	11.0	1.2	
RON2_9	168.0	0.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	603	11.0	604	8.0	577	54.0	604.0	8.0	0.2	
RON2_10	429.0	7.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	675	6.3	677	4.7	667	26.0	676.5	4.7	0.2	
RON2_11	632.0	3.8	10.5	0.1	0.5	0.0	0.9	2474	12.0	2428	28.0	2509	13.0	2509.0	13.0	3.2	
RON2_12	329.0	1.7	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	538	6.7	544	4.6	501	35.0	543.9	4.6	1.0	
RON2_13	657.0	17.7	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	497	15.0	497	12.0	489	71.0	497.0	12.0	0.0	
RON2_14	325.0	0.7	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	328	12.0	319	5.3	381	95.0	319.3	5.3	2.7	
RON2_15	95.8	1.4	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	772	15.0	786	11.0	728	51.0	786.0	11.0	1.8	
RON2_16	142.4	0.4	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1006	12.0	1003	12.0	1011	35.0	1011.0	35.0	0.8	
RON2_17	288.5	3.0	1.3	0.0	0.1	0.0	0.1	864	11.0	797	11.0	1039	48.0	797.0	11.0	7.8	
RON2_18	225.3	3.5	1.3	0.0	0.1	0.0	0.5	825	15.0	815	14.0	850	46.0	815.0	14.0	1.2	
RON2_19	746.0	4.6	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	583	5.3	533	5.4	786	22.0	533.3	5.4	8.6	
RON2_20	222.7	1.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	590	8.7	584	6.1	607	39.0	583.8	6.1	1.0	
RON2_21	907.0	0.7	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	537	4.9	541	4.3	517	21.0	541.0	4.3	0.8	
RON2_22	170.1	1.0	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1031	12.0	1032	14.0	1037	36.0	1037.0	36.0	0.5	
RON2_23	552.0	2.5	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	476	5.1	476	4.7	474	31.0	476.0	4.7	0.0	
RON2_24	236.9	0.6	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	716	10.0	704	11.0	756	49.0	704.0	11.0	1.7	
RON2_25	127.7	2.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	678	11.0	682	7.3	644	48.0	682.0	7.3	0.6	
RON2_27	957.0	10.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	655	7.3	658	5.6	647	28.0	658.0	5.6	0.5	
RON2_28	132.7	1.1	3.7	0.1	0.2	0.0	0.5	1568	12.0	1338	14.0	1897	22.0	1897.0	22.0	29.5	
RON2_29	843.0	1.7	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	538	5.4	523	5.5	605	26.0	523.0	5.5	2.8	
RON2_30	146.0	0.9	12.1	0.2	0.5	0.0	0.9	2609	16.0	2636	33.0	2590	16.0	2590.0	16.0	1.8	
RON2_31	353.0	2.2	1.9	0.0	0.2	0.0	0.8	1065	14.0	1081	18.0	1050	25.0	1050.0	25.0	3.0	
RON2_33	93.6	1.3	5.2	0.1	0.3	0.0	0.7	1858	13.0	1816	21.0	1903	25.0	1903.0	25.0	4.6	
RON2_34	237.0	2.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	304	7.4	302	4.3	323	58.0	301.6	4.3	0.8	
RON2_35	132.4	1.2	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	593	12.0	589	8.1	607	59.0	588.6	8.1	0.7	
RON2_36	1807.0	6.0	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	547	16.0	516	15.0	672	83.0	516.0	15.0	5.7	
RON2_37	190.0	4.4	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	504	8.4	518	5.4	432	47.0	518.3	5.4	2.9	
RON2_38	357.0	1.9	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	810	8.3	806	7.2	825	28.0	806.1	7.2	0.5	
RON2_39	214.0	1.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	605	8.6	600	5.7	610	48.0	600.1	5.7	0.8	
RON2_40	269.7	1.1	0.5	0.0	0.1	0.0	0.4	396	6.6	380	4.9	489	43.0	380.3	4.9	4.0	
RON2_41	711.0	2.1	1.4	0.0	0.1	0.0	0.6	897	15.0	872	21.0	972	47.0	972.0	47.0	10.3	
RON2_43	552.0	10.8	0.7	0.1	0.1	0.0	0.4	564	30.0	566	41.0	570	170.0	566.0	41.0	0.4	R
RON2_43	1278.0	6.1	7.0	0.1	0.4	0.0	0.7	2111	14.0	2007	40.0	2206	27.0	2206.0	27.0	9.0	C
RON2_44	859.0	1.8	1.3	0.0	0.1	0.0	0.7	836	14.0	786	19.0	972	37.0	786.0	19.0	6.0	
RON2_45	323.0	4.7	6.5	0.1	0.4	0.0	0.5	2042	8.6	2019	15.0	2066	16.0	2066.0	16.0	2.3	
RON2_46	1378.0	2.2	2.1	0.0	0.2	0.0	0.7	1141	8.9	1089	14.0	1241	21.0	1241.0	21.0	12.2	
RON2_47	162.0	1.0	11.2	0.3	0.5	0.0	0.9	2543	26.0	2492	43.0	2581	27.0	2581.0	27.0	3.4	
RON2_48	220.0	0.9	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	291	6.7	294	3.1	262	59.0	293.6	3.1	0.9	
RON2_49	329.0	0.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	630	7.8	615	7.6	679	33.0	615.0	7.6	2.4	
RON2_50	152.2	1.8	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	542	12.0	537	11.0	529	62.0	537.0	11.0	0.9	
RON2_51	428.0	1.0	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	963	9.7	964	12.0	958	26.0	958.0	26.0	0.6	
RON2_52	367.0	1.9	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	757	9.2	764	9.8	727	33.0	763.7	9.8	0.9	
RON2_53	532.0	3.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	567	8.6	574	7.8	529	43.0	573.8	7.8	1.2	
RON2_54	130.0	2.9	12.0	0.3	0.5	0.0	0.7	2599	21.0	2463	43.0	2710	24.0	2710.0	24.0	9.1	

RON2_57	239.5	1.0	4.8	0.1	0.3	0.0	0.7	1782	14.0	1646	25.0	1944	23.0	1944.0	23.0	15.3	
RON2_58	29.3	0.7	4.8	0.1	0.3	0.0	0.4	1788	17.0	1773	24.0	1792	37.0	1792.0	37.0	1.1	
RON2_59	243.0	0.8	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	299	6.7	300	3.6	288	58.0	299.8	3.6	0.2	
RON2_60	149.2	1.3	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	311	8.5	304	3.6	338	66.0	304.4	3.6	2.2	
RON2_61	565.0	1.6	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	711	7.6	703	6.4	729	33.0	702.7	6.4	1.2	
RON2_63	617.0	5.9	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	660	7.7	661	9.1	644	31.0	661.3	9.1	0.2	
RON2_64	308.0	7.9	10.5	0.2	0.5	0.0	0.7	2480	19.0	2475	41.0	2485	25.0	2485.0	25.0	0.4	
RON2_65	41.6	1.6	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	366	16.0	367	6.8	360	100.0	366.5	6.8	0.1	
RON2_66	65.5	0.9	11.1	0.1	0.5	0.0	0.5	2528	13.0	2522	26.0	2541	21.0	2541.0	21.0	0.7	
RON2_67	200.0	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	578	9.3	572	6.9	599	46.0	571.9	6.9	1.1	
RON2_68	307.0	1.7	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	968	10.0	970	12.0	974	28.0	974.0	28.0	0.4	
RON2_69	91.6	2.3	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	817	17.0	765	15.0	980	61.0	765.0	15.0	6.4	
RON2_70	199.0	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	654	10.0	675	7.6	584	43.0	674.9	7.6	3.2	
RON2_71	499.0	10.3	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	571	7.4	590	8.6	524	38.0	589.8	8.6	3.2	
RON2_72	340.0	1.8	1.5	0.0	0.2	0.0	0.6	944	9.0	944	11.0	967	26.0	967.0	26.0	2.4	
RON2_73	475.0	2.8	5.2	0.1	0.3	0.0	0.9	1842	19.0	1656	32.0	2081	14.0	2081.0	14.0	20.4	
RON2_74	380.0	3.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	557	7.2	570	6.7	522	38.0	570.2	6.7	2.4	
RON2_75	329.0	2.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	324	9.4	304	7.2	469	71.0	304.1	7.2	6.1	
RON2_76	283.0	11.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	653	11.0	668	9.1	616	43.0	668.0	9.1	2.3	
RON2_77	263.0	1.2	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	580	12.0	576	12.0	610	47.0	576.0	12.0	0.7	
RON2_78	228.3	1.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	301	7.2	303	4.7	293	58.0	303.2	4.7	0.9	
RON2_79	100.9	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	623	14.0	600	7.6	711	65.0	600.4	7.6	3.6	
RON2_80	172.2	6.2	12.1	0.2	0.5	0.0	0.8	2611	12.0	2652	28.0	2593	15.0	2593.0	15.0	2.3	
RON2_81	275.0	7.3	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	627	21.0	613	21.0	689	95.0	613.0	21.0	2.2	R
RON2_81	288.0	1.9	5.0	0.1	0.3	0.0	0.7	1824	17.0	1684	35.0	2008	31.0	2008.0	31.0	16.1	C
RON2_82	629.0	7.5	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	546	6.7	553	6.7	527	31.0	553.3	6.7	1.4	
RON2_83	712.0	18.2	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	475	8.6	474	5.8	491	48.0	473.9	5.8	0.2	R
RON2_84	747.0	2.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	302	4.9	301	3.8	322	42.0	300.6	3.8	0.4	
RON2_85	179.0	1.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	547	9.8	548	6.0	552	53.0	547.9	6.0	0.1	
RON2_86	280.0	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	629	7.7	638	6.3	610	36.0	637.5	6.3	1.4	
RON2_87	681.0	3.4	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	635	12.0	615	11.0	706	48.0	615.0	11.0	3.1	
RON2_88	178.0	1.0	5.3	0.1	0.3	0.0	0.7	1865	21.0	1860	36.0	1873	33.0	1873.0	33.0	0.7	
RON2_89	503.0	2.2	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	568	6.4	580	5.6	545	28.0	579.5	5.6	2.0	
RON2_90	28.6	1.4	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	663	21.0	645	11.0	699	95.0	645.0	11.0	2.7	
RON2_91	632.0	2.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	582	14.0	541	17.0	743	72.0	541.0	17.0	7.0	
RON2_92	760.0	2.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	563	5.1	566	4.6	564	26.0	566.4	4.6	0.6	
RON2_93	75.0	0.8	1.7	0.0	0.2	0.0	0.3	989	14.0	979	10.0	1013	45.0	1013.0	45.0	3.4	
RON2_94	269.0	0.9	11.6	0.1	0.5	0.0	0.7	2572	9.7	2489	22.0	2648	14.0	2648.0	14.0	6.0	
RON2_95	590.0	15.9	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	725	9.2	688	9.1	851	34.0	688.3	9.1	5.1	
RON2_96	231.7	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	585	7.5	602	5.8	518	36.0	601.7	5.8	2.9	
RON2_97	349.0	1.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	280	6.8	281	4.6	276	57.0	280.5	4.6	0.1	
RON2_98	183.9	1.4	1.5	0.0	0.2	0.0	0.4	927	10.0	905	11.0	999	30.0	999.0	30.0	9.4	
RON2_99	803.0	8.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.5	312	10.0	298	7.7	415	70.0	298.3	7.7	4.4	
RON2_100	300.0	2.7	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	330	7.5	322	5.2	378	57.0	321.9	5.2	2.4	
RON2_101	519.0	2.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	547	6.4	551	4.4	529	33.0	551.4	4.4	0.8	
RON2_102	496.0	9.6	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	963	8.2	942	10.0	1013	24.0	1013.0	24.0	7.0	
RON2_103	489.0	2.0	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	577	7.3	578	6.0	568	35.0	578.0	6.0	0.2	
RON2_104	233.4	4.3	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	489	8.6	483	4.6	507	47.0	482.8	4.6	1.3	
RON2_105	790.0	151.0	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	615	25.0	639	18.0	510	120.0	639.0	18.0	3.9	R
RON2_105	230.0	1.9	5.4	0.1	0.3	0.0	0.6	1884	9.9	1865	15.0	1902	17.0	1902.0	17.0	1.9	C
RON2_106	1339.0	1.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	572	5.6	558	6.1	626	25.0	557.8	6.1	2.5	
RON2_107	313.0	9.2	6.3	0.1	0.4	0.0	0.5	2023	14.0	2026	32.0	2016	30.0	2016.0	30.0	0.5	R
RON2_107	102.9	1.7	12.5	0.3	0.5	0.0	0.5	2642	19.0	2617	31.0	2658	32.0	2658.0	32.0	1.5	C
RON2_108	294.0	1.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	316	7.2	296	5.6	447	55.0	296.4	5.6	6.1	

RON2_109	384.5	2.6	1.7	0.0	0.2	0.0	0.7	1022	16.0	988	24.0	1104	37.0	1104.0	37.0	10.5	
RON2_110	338.0	5.0	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	455	7.6	451	5.6	466	42.0	451.1	5.6	0.9	
RON2_111	814.0	3.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	296	4.9	295	5.4	294	45.0	295.3	5.4	0.1	
RON2_112	269.0	1.2	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	319	9.4	314	5.2	333	73.0	314.1	5.2	1.5	
RON2_113	206.0	6.9	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	542	18.0	499	19.0	714	94.0	499.0	19.0	7.9	R
RON2_113	54.4	2.1	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	705	20.0	680	14.0	768	87.0	680.0	14.0	3.5	C
RON2_114	743.0	2.8	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	563	7.4	542	5.8	634	29.0	541.6	5.8	3.7	
RON2_115	252.0	2.5	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	560	9.7	553	9.9	587	53.0	552.9	9.9	1.3	
RON2_116	831.0	3.8	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	516	10.0	499	12.0	585	51.0	499.0	12.0	3.3	
RON2_117	122.5	4.0	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	707	11.0	712	8.1	669	48.0	712.3	8.1	0.7	
RON2_118	104.1	1.1	1.3	0.0	0.1	0.0	0.4	856	14.0	865	11.0	818	46.0	818.0	11.0	1.1	
RON2_119	190.0	2.3	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	450	7.7	453	4.4	416	49.0	452.9	4.4	0.7	
RON2_120	145.0	1.5	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	574	12.0	576	8.3	541	60.0	575.8	8.3	0.3	
RON2_121	284.0	2.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	558	11.0	546	13.0	586	54.0	546.0	13.0	2.2	
RON2_122	170.0	2.9	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	645	14.0	649	10.0	610	58.0	649.0	10.0	0.6	
RON2_123	129.1	1.3	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	794	13.0	788	7.9	790	49.0	788.3	7.9	0.7	
RON2_124	475.0	2.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	558	6.7	557	4.7	544	34.0	557.0	4.7	0.2	
RON2_125	279.0	1.4	1.4	0.0	0.1	0.0	0.5	880	11.0	867	11.0	902	34.0	902.0	34.0	3.9	
RON2_126	755.0	5.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	658	5.1	639	7.4	714	23.0	638.8	7.4	2.9	
RON2_127	319.0	0.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	608	9.6	603	8.5	612	42.0	602.8	8.5	0.9	
RON2_128	362.0	8.1	1.0	0.0	0.1	0.0	0.7	697	25.0	691	16.0	688	77.0	691.0	16.0	0.9	R
RON2_128	309.0	1.4	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	963	8.8	945	8.4	990	26.0	990.0	26.0	4.5	C
RON2_129	91.6	1.1	1.5	0.0	0.1	0.0	0.3	919	19.0	891	22.0	962	65.0	962.0	65.0	7.4	
RON2_130	501.0	3.5	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	665	6.0	667	5.3	640	24.0	666.5	5.3	0.2	
RON2_131	649.0	5.3	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	565	7.6	569	8.1	516	35.0	569.3	8.1	0.8	
RON2_132	336.0	1.6	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	630	14.0	622	12.0	610	57.0	622.0	12.0	1.3	
RON2_134	261.0	0.5	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1782	13.0	1705	21.0	1861	27.0	1861.0	27.0	8.4	C
RON2_135	110.4	1.1	6.1	0.1	0.3	0.0	0.6	1983	20.0	1757	31.0	2216	34.0	2216.0	34.0	20.7	
RON2_136	243.0	1.5	6.4	0.1	0.4	0.0	0.7	2034	15.0	2038	27.0	2020	24.0	2020.0	24.0	0.9	
RON2_137	309.0	3.3	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	547	8.4	549	7.2	514	45.0	548.8	7.2	0.4	
RON2_138	505.0	4.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	583	8.3	576	7.8	588	37.0	576.0	7.8	1.2	
RON2_139	242.0	1.9	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	553	9.6	556	12.0	525	56.0	556.0	12.0	0.5	
RON2_140	296.0	3.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	537	8.0	536	6.1	522	41.0	535.8	6.1	0.3	

Table 3: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON3

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
RON3_1	505.0	0.8	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	794	6.4	789	5.2	808	22.0	788.6	5.2	0.7	
RON3_2	161.2	0.8	5.0	0.0	0.3	0.0	0.3	1823	8.3	1772	12.0	1883	19.0	1883.0	19.0	5.9	
RON3_3	351.0	4.7	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	576	12.0	546	8.3	694	55.0	545.9	8.3	5.2	R
RON3_3	254.6	1.2	6.7	0.1	0.3	0.0	0.7	2069	12.0	1925	19.0	2215	18.0	2215.0	18.0	13.1	C
RON3_4	745.0	1.9	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	539	4.3	535	3.2	555	25.0	534.7	3.2	0.8	
RON3_5	552.0	1.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	291	5.0	283	2.9	339	44.0	282.5	2.9	2.8	
RON3_6	68.4	1.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	673	14.0	665	9.3	677	62.0	665.0	9.3	1.2	
RON3_8	207.1	1.9	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	648	8.1	645	4.7	641	36.0	644.6	4.7	0.5	
RON3_9	448.0	3.1	5.1	0.1	0.3	0.0	0.4	1837	13.0	1672	23.0	2027	30.0	2027.0	30.0	17.5	
RON3_10	161.7	1.2	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	642	9.2	639	6.0	641	37.0	639.3	6.0	0.3	
RON3_11	317.2	1.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	611	11.0	596	9.3	651	54.0	595.8	9.3	2.5	
RON3_12	242.3	3.1	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	489	8.3	489	5.5	471	47.0	489.4	5.5	0.1	
RON3_13	344.0	1.7	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1011	13.0	971	14.0	1087	39.0	1087.0	39.0	10.7	
RON3_14	235.6	2.7	1.4	0.0	0.1	0.0	0.5	903	15.0	826	9.7	1079	43.0	825.5	9.7	8.6	
RON3_15	169.8	1.7	6.7	0.1	0.4	0.0	0.3	2073	9.5	2065	14.0	2069	20.0	2069.0	20.0	0.2	

RON3_16	710.0	2.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	293	3.7	293	2.1	271	35.0	293.4	2.1	0.1	
RON3_17	129.9	0.7	1.8	0.0	0.2	0.0	0.2	1046	10.0	1041	9.2	1032	34.0	1032.0	34.0	0.9	
RON3_18	237.0	2.1	5.7	0.1	0.3	0.0	0.6	1936	9.2	1894	15.0	1963	17.0	1963.0	17.0	3.5	
RON3_19	541.0	1.0	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	987	11.0	995	14.0	948	30.0	948.0	30.0	5.0	
RON3_20	331.0	5.9	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	470	6.1	470	3.6	452	36.0	469.5	3.6	0.1	
RON3_21	309.0	1.8	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	670	7.8	652	6.9	704	34.0	651.9	6.9	2.7	
RON3_22	346.0	1.6	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	642	7.6	646	6.0	611	33.0	646.0	6.0	0.6	
RON3_23	125.0	1.3	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	538	10.0	547	5.8	475	50.0	546.9	5.8	1.7	
RON3_24	387.0	3.9	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	521	6.6	514	6.1	527	36.0	514.0	6.1	1.4	
RON3_26	317.0	1.2	11.9	0.3	0.5	0.0	0.9	2597	27.0	2540	55.0	2626	26.0	2626.0	26.0	3.3	C
RON3_27	408.0	9.1	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	457	9.1	463	6.8	428	65.0	463.0	6.8	1.2	R
RON3_27	141.2	1.0	1.5	0.0	0.2	0.0	0.2	939	14.0	929	11.0	943	52.0	943.0	52.0	1.5	C
RON3_28	340.0	1.7	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	819	6.3	806	5.3	829	23.0	806.4	5.3	1.5	
RON3_29	202.3	1.4	13.6	0.2	0.5	0.0	0.9	2719	13.0	2704	30.0	2709	17.0	2709.0	17.0	0.2	
RON3_30	403.0	7.9	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	686	20.0	637	11.0	815	84.0	637.0	11.0	7.1	R
RON3_30	165.4	2.3	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	761	12.0	752	8.1	762	46.0	751.5	8.1	1.2	C
RON3_31	2600.0	22.2	1.0	0.0	0.1	0.0	0.6	719	8.1	713	8.4	723	27.0	712.8	8.4	0.9	
RON3_32	803.0	22.1	13.1	0.2	0.5	0.0	0.8	2686	13.0	2617	24.0	2719	14.0	2719.0	14.0	3.8	
RON3_33	476.0	4.4	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	456	5.8	449	4.2	465	33.0	448.7	4.2	1.5	
RON3_34	152.6	0.9	6.0	0.1	0.4	0.0	0.6	1980	11.0	1972	20.0	1978	18.0	1978.0	18.0	0.3	
RON3_35	1012.0	3.7	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	563	8.9	548	9.3	617	41.0	547.7	9.3	2.8	
RON3_37	441.0	6.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	635	8.4	633	5.8	634	35.0	633.4	5.8	0.3	
RON3_39	660.0	1.2	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	647	6.1	653	6.1	626	25.0	652.7	6.1	1.0	
RON3_40	136.8	1.0	10.3	0.2	0.4	0.0	0.6	2458	13.0	2368	25.0	2543	22.0	2543.0	22.0	6.9	
RON3_41	566.0	1.4	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	657	6.1	665	6.5	641	27.0	664.8	6.5	1.2	
RON3_42	376.2	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	662	7.5	655	6.5	705	32.0	654.8	6.5	1.1	
RON3_43	1270.0	48.0	0.4	0.0	0.1	0.0	0.4	350	9.7	357	7.1	350	82.0	357.1	7.1	2.0	R
RON3_43	2093.0	37.3	0.6	0.0	0.1	0.0	0.7	469	6.7	476	7.1	458	31.0	475.9	7.1	1.5	C
RON3_44	229.0	1.6	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	808	8.2	815	8.0	807	30.0	814.7	8.0	0.8	
RON3_45	50.1	1.8	1.6	0.1	0.2	0.0	0.1	949	21.0	927	18.0	1008	74.0	1008.0	74.0	8.0	
RON3_46	259.3	-70.0	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	600	8.1	599	7.0	642	34.0	599.2	7.0	0.1	
RON3_47	121.2	1.8	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	477	11.0	477	4.9	488	66.0	477.2	4.9	0.0	
RON3_48	123.0	1.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	667	13.0	658	8.8	719	54.0	657.9	8.8	1.4	
RON3_49	466.2	2.3	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	729	9.0	714	10.0	805	36.0	714.0	10.0	2.1	
RON3_50	39.5	0.6	1.5	0.1	0.2	0.0	0.4	937	27.0	947	17.0	922	85.0	922.0	85.0	2.7	
RON3_51	90.6	1.4	6.8	0.1	0.4	0.0	0.4	2087	9.5	2113	15.0	2087	20.0	2087.0	20.0	1.2	
RON3_52	1283.0	3.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.5	309	3.1	312	2.5	310	24.0	312.0	2.5	1.1	
RON3_53	374.9	1.6	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	608	12.0	600	7.9	656	43.0	600.3	7.9	1.3	
RON3_55	794.0	2.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	297	3.4	301	1.9	292	31.0	300.9	1.9	1.2	
RON3_56	550.0	3.9	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	765	7.6	749	8.2	832	29.0	749.0	8.2	2.1	
RON3_57	231.5	0.6	1.7	0.0	0.2	0.0	0.2	1006	7.7	1012	7.1	1007	26.0	1007.0	26.0	0.5	
RON3_58	325.0	4.7	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1032	7.6	1046	8.0	1015	22.0	1015.0	22.0	3.0	
RON3_59	220.0	1.8	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	802	8.6	812	7.9	796	31.0	811.5	7.9	1.2	
RON3_60	215.4	1.1	10.9	0.1	0.5	0.0	0.7	2509	10.0	2527	18.0	2504	13.0	2504.0	13.0	0.9	
RON3_61	311.0	5.0	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	594	8.5	596	5.7	591	39.0	595.9	5.7	0.3	
RON3_62	259.0	2.3	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	800	7.8	799	6.0	808	27.0	799.3	6.0	0.0	
RON3_63	340.0	1.1	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	371	6.5	372	4.0	354	47.0	372.2	4.0	0.4	
RON3_64	92.7	0.6	5.4	0.1	0.3	0.0	0.4	1882	9.4	1879	17.0	1898	20.0	1898.0	20.0	1.0	
RON3_65	377.0	1.5	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	795	8.2	787	6.3	813	28.0	787.1	6.3	0.9	
RON3_66	130.0	2.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	515	11.0	508	6.4	541	66.0	508.2	6.4	1.3	
RON3_67	103.0	1.0	10.8	0.2	0.5	0.0	0.5	2503	14.0	2497	27.0	2526	23.0	2526.0	23.0	1.1	
RON3_68	685.0	11.5	2.0	0.0	0.2	0.0	0.4	1131	8.5	1130	9.7	1138	23.0	1138.0	23.0	0.7	
RON3_69	71.5	0.6	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	793	15.0	809	9.5	737	58.0	809.0	9.5	2.0	
RON3_70	445.0	5.5	2.3	0.0	0.2	0.0	0.7	1221	9.1	1207	12.0	1250	20.0	1250.0	20.0	3.4	

RON3_71	348.5	1.2	21.1	0.4	0.6	0.0	0.9	3138	16.0	2827	38.0	3346	13.0	3346.0	13.0	15.5	
RON3_72	385.0	2.0	8.8	0.3	0.4	0.0	0.5	2316	31.0	2054	50.0	2571	52.0	2571.0	52.0	20.1	R
RON3_72	192.2	1.7	11.2	0.1	0.5	0.0	0.7	2540	8.6	2458	18.0	2610	12.0	2610.0	12.0	5.8	C
RON3_73	792.0	4.6	5.1	0.1	0.3	0.0	0.6	1843	9.2	1833	22.0	1856	20.0	1856.0	20.0	1.2	
RON3_74	37.8	0.5	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	584	22.0	577	11.0	570	100.0	577.0	11.0	1.2	
RON3_75	122.8	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	609	11.0	620	7.6	546	54.0	620.3	7.6	1.9	
RON3_76	630.0	3.4	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	697	6.2	703	6.0	680	24.0	703.0	6.0	0.8	
RON3_77	256.9	0.5	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	617	8.1	604	5.4	661	36.0	604.2	5.4	2.1	
RON3_78	209.6	1.5	6.0	0.1	0.4	0.0	0.5	1971	8.1	1949	14.0	1992	16.0	1992.0	16.0	2.2	
RON3_79	289.0	1.0	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	942	7.4	939	7.3	942	25.0	942.0	25.0	0.4	
RON3_80	318.0	6.3	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	710	9.8	703	7.6	708	37.0	702.8	7.6	0.9	
RON3_81	151.0	22.3	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	796	13.0	805	11.0	746	51.0	805.0	11.0	1.1	
RON3_82	195.7	0.8	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	797	9.2	800	7.9	777	35.0	800.1	7.9	0.4	
RON3_83	202.0	1.3	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	641	13.0	637	7.5	620	65.0	636.7	7.5	0.7	
RON3_84	742.0	4.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	289	4.5	284	2.9	304	42.0	283.8	2.9	1.6	
RON3_85	274.0	1.2	1.5	0.0	0.2	0.0	0.6	922	9.1	918	9.8	916	27.0	916.0	27.0	0.2	
RON3_86	82.0	10.6	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	665	24.0	652	24.0	640	160.0	652.0	24.0	2.0	R
RON3_86	191.0	1.6	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	975	11.0	992	9.4	921	33.0	921.0	33.0	7.7	C
RON3_87	205.0	1.2	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	636	8.7	634	6.4	625	39.0	634.3	6.4	0.2	
RON3_88	471.0	1.9	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	322	5.5	321	3.0	306	44.0	321.4	3.0	0.1	
RON3_89	120.8	1.4	3.0	0.0	0.2	0.0	0.5	1401	12.0	1378	14.0	1426	28.0	1426.0	28.0	3.4	
RON3_90	83.5	1.0	1.9	0.0	0.2	0.0	0.3	1065	13.0	1053	12.0	1068	42.0	1068.0	42.0	1.4	
RON3_91	264.7	1.3	5.7	0.2	0.3	0.0	0.7	1935	25.0	1811	40.0	2085	31.0	2085.0	31.0	13.1	
RON3_92	191.0	1.7	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	298	8.6	297	6.4	307	72.0	297.0	6.4	0.4	
RON3_93	307.0	2.3	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	490	9.2	479	7.1	527	53.0	478.7	7.1	2.2	
RON3_94	683.0	5.5	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	481	11.0	470	11.0	510	54.0	470.0	11.0	2.3	
RON3_95	227.6	1.0	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	599	8.2	599	8.1	595	39.0	598.5	8.1	0.1	
RON3_96	373.0	59.1	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	335	9.7	337	6.4	323	77.0	336.7	6.4	0.5	
RON3_97	201.0	2.0	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1013	8.3	1017	9.3	1011	25.0	1011.0	25.0	0.6	
RON3_98	151.0	2.1	1.6	0.0	0.2	0.0	0.3	982	9.9	982	10.0	975	34.0	975.0	34.0	0.7	
RON3_99	352.3	6.5	0.5	0.0	0.1	0.0	0.5	400	8.8	390	6.9	456	53.0	389.5	6.9	2.5	
RON3_100	185.9	2.0	0.4	0.0	0.1	0.0	0.5	356	10.0	351	8.3	381	67.0	350.8	8.3	1.5	
RON3_101	456.0	4.8	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	551	6.3	560	4.8	535	32.0	560.0	4.8	1.6	
RON3_102	740.0	1.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	548	7.6	548	7.2	564	38.0	547.9	7.2	0.1	
RON3_103	56.8	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	609	18.0	603	9.1	619	85.0	603.3	9.1	0.9	
RON3_104	587.0	3.2	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	488	15.0	475	13.0	562	78.0	475.0	13.0	2.7	
RON3_105	827.0	2.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	639	6.0	640	5.0	646	23.0	640.0	5.0	0.2	
RON3_106	441.0	8.1	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	509	14.0	489	10.0	616	71.0	489.0	10.0	3.9	
RON3_107	312.0	1.4	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	609	17.0	598	17.0	637	71.0	598.0	17.0	1.8	
RON3_108	64.0	1.6	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	606	16.0	605	8.1	606	77.0	605.3	8.1	0.1	
RON3_109	756.0	5.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	564	4.7	559	3.5	603	21.0	558.9	3.5	0.9	
RON3_110	197.9	1.6	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1043	9.3	1040	9.5	1061	29.0	1061.0	29.0	1.9	
RON3_111	673.0	3.3	1.8	0.0	0.2	0.0	0.7	1041	7.7	1046	12.0	1045	18.0	1045.0	18.0	0.1	
RON3_112	525.0	1.5	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	306	5.1	305	2.6	325	42.0	304.8	2.6	0.5	
RON3_113	375.0	9.2	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	468	6.2	469	5.2	482	37.0	468.5	5.2	0.2	
RON3_114	171.4	1.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	287	7.3	289	3.9	289	64.0	288.5	3.9	0.4	
RON3_115	178.8	4.7	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	466	9.8	468	7.0	460	59.0	467.5	7.0	0.4	
RON3_116	307.0	3.2	0.5	0.0	0.1	0.0	0.3	441	6.9	434	4.9	479	43.0	434.1	4.9	1.5	
RON3_117	69.9	1.0	1.3	0.0	0.1	0.0	0.2	826	17.0	814	13.0	855	61.0	814.0	13.0	1.5	
RON3_118	578.0	1.5	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	956	8.3	945	8.9	989	22.0	989.0	22.0	4.4	
RON3_119	84.7	0.5	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	955	16.0	934	12.0	1000	54.0	1000.0	54.0	6.6	
RON3_120	299.8	4.0	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	496	7.6	501	4.5	481	42.0	500.5	4.5	1.0	
RON3_121	255.0	1.8	12.2	0.1	0.5	0.0	0.6	2617	9.4	2539	20.0	2687	14.0	2687.0	14.0	5.5	
RON3_122	87.8	1.4	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	655	15.0	660	9.1	641	61.0	660.1	9.1	0.8	

RON3_123	126.5	1.3	6.5	0.1	0.4	0.0	0.4	2050	11.0	2012	19.0	2097	24.0	2097.0	24.0	4.1	
RON3_124	227.0	1.2	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1000	8.6	1003	9.4	996	27.0	996.0	27.0	0.7	
RON3_125	457.0	4.2	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	484	6.4	473	6.2	533	34.0	473.0	6.2	2.3	
RON3_126	328.0	1.8	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	300	6.5	299	4.9	314	55.0	298.8	4.9	0.5	
RON3_127	681.0	15.8	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	375	16.0	349	9.3	590	130.0	349.2	9.3	6.9	R
RON3_127	113.3	2.2	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	806	17.0	821	10.0	776	63.0	821.0	10.0	1.9	C
RON3_128	145.9	0.8	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	608	11.0	615	8.0	586	49.0	615.0	8.0	1.2	
RON3_129	28.1	-29.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	661	24.0	636	20.0	750	100.0	636.0	20.0	3.8	
RON3_130	108.3	1.1	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	645	15.0	636	11.0	679	70.0	636.0	11.0	1.4	
RON3_131	285.0	2.2	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	580	8.7	576	5.9	602	38.0	576.1	5.9	0.6	
RON3_132	552.0	43.6	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	365	6.0	373	3.1	335	47.0	372.7	3.1	2.1	
RON3_133	191.0	2.9	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	586	8.7	585	6.6	589	45.0	584.6	6.6	0.2	
RON3_134	514.0	1.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	312	4.3	310	2.8	344	37.0	309.5	2.8	0.9	
RON3_135	39.1	1.5	6.3	0.1	0.4	0.0	0.4	2017	18.0	1988	23.0	2054	35.0	2054.0	35.0	3.2	
RON3_136	449.3	1.3	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1001	6.2	987	6.1	1037	18.0	1037.0	18.0	4.8	
RON3_137	77.2	0.5	5.3	0.2	0.3	0.0	0.7	1862	25.0	1863	42.0	1867	37.0	1867.0	37.0	0.2	
RON3_138	231.5	1.4	11.1	0.2	0.4	0.0	0.6	2528	15.0	2388	29.0	2640	22.0	2640.0	22.0	9.5	
RON3_139	109.1	1.0	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1027	14.0	1035	9.7	993	42.0	993.0	42.0	4.2	
RON3_140	293.0	1.9	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	474	6.9	465	4.1	510	42.0	465.0	4.1	1.8	

Table 4: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON4

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	207/235 (Ma)	2 σ error	206/238 (Ma)	2 σ error	207/206 (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
RON4_1	165	1.45	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	551	9.2	523	5.9	634	48.0	523	5.9	5.1	
RON4_2	116	1.47	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	821	13.0	811	10.0	811	51.0	811	10.0	1.2	
RON4_3	214	1.50	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	776	15.0	782	9.8	721	60.0	782	9.8	0.8	
RON4_4	48	1.16	4.0	0.2	0.3	0.0	0.5	1627	36.0	1499	35.0	1770	73.0	1770	73.0	15.3	
RON4_5	293	1.33	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1051	8.5	1032	8.0	1049	20.0	1049	20.0	1.6	
RON4_6	143	0.80	12.7	0.3	0.4	0.0	0.7	2657	18.0	2252	35.0	2946	20.0	2946	20.0	23.6	
RON4_7	452	10.89	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1043	8.2	1019	7.9	1053	25.0	1053	25.0	3.2	
RON4_8	269	0.76	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	993	15.0	934	14.0	1081	44.0	1081	44.0	13.6	
RON4_9	391	1.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	588	6.8	545	6.3	697	33.0	545	6.3	7.4	
RON4_10	321	2.05	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	641	10.0	610	5.8	703	43.0	610	5.8	4.9	
RON4_11	41	1.26	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	626	20.0	629	17.0	568	91.0	629	17.0	0.5	
RON4_12	94	1.58	1.8	0.1	0.2	0.0	0.0	1061	35.0	925	23.0	1310	110.0	1310	110.0	29.4	C
RON4_12	30	0.68	4.3	0.2	0.3	0.0	0.6	1681	45.0	1555	53.0	1814	83.0	1814	83.0	14.3	C
RON4_13	59	0.89	1.4	0.0	0.1	0.0	0.4	898	20.0	847	17.0	985	69.0	847	17.0	5.7	
RON4_14	173	0.86	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	951	17.0	924	18.0	990	57.0	990	57.0	6.7	
RON4_15	208	2.49	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	955	10.0	941	12.0	965	30.0	965	30.0	2.5	
RON4_17	71	1.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	604	13.0	608	7.8	553	61.0	608	7.8	0.7	
RON4_18	309	1.58	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	551	8.1	549	6.6	553	41.0	549	6.6	0.4	
RON4_19	516	3.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	613	5.9	617	6.6	600	28.0	617	6.6	0.7	
RON4_20	330	4.37	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	620	7.1	628	4.8	589	31.0	628	4.8	1.4	
RON4_21	105	2.95	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	678	15.0	648	6.7	774	62.0	648	6.7	4.4	
RON4_22	271	1.13	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	626	9.1	636	5.7	600	41.0	636	5.7	1.7	
RON4_23	93	1.38	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	580	12.0	572	7.0	608	59.0	572	7.0	1.3	
RON4_24	205	1.39	1.3	0.0	0.1	0.0	0.4	836	8.7	806	8.8	939	31.0	806	8.8	3.6	
RON4_25	181	1.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	586	8.4	592	5.8	571	44.0	592	5.8	1.2	
RON4_26	121	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	587	10.0	597	7.4	555	49.0	597	7.4	1.7	
RON4_27	111	1.53	6.7	0.1	0.4	0.0	0.5	2069	9.9	2067	16.0	2092	19.0	2092	19.0	1.2	
RON4_29	263	1.08	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	577	7.9	583	5.0	575	38.0	583	5.0	1.2	
RON4_30	108	1.36	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	625	14.0	630	9.5	625	63.0	630	9.5	0.8	

RON4_31	52	0.81	15.5	0.2	0.6	0.0	0.4	2849	13.0	2877	31.0	2849	23.0	2849	23.0	1.0	
RON4_33	185	2.17	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2031	7.8	2063	16.0	2021	16.0	2021	16.0	2.1	
RON4_34	154	0.81	4.4	0.1	0.3	0.0	0.6	1712	9.8	1627	14.0	1839	18.0	1839	18.0	11.5	
RON4_35	58	0.57	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	600	16.0	586	7.9	651	75.0	586	7.9	2.4	
RON4_36	518	0.97	5.3	0.1	0.3	0.0	0.7	1865	17.0	1728	47.0	2032	39.0	2032	39.0	15.0	
RON4_37	162	1.73	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1032	11.0	1029	9.4	1062	33.0	1062	33.0	3.1	
RON4_38	294	2.23	3.8	0.0	0.3	0.0	0.6	1583	8.8	1506	10.0	1700	16.0	1700	16.0	11.4	
RON4_39	792	2.49	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	627	15.0	615	12.0	692	52.0	615	12.0	1.9	R
RON4_39	240	1.54	4.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1713	23.0	1634	28.0	1825	35.0	1825	35.0	10.5	C
RON4_40	41	3.84	1.7	0.1	0.2	0.0	0.3	1014	22.0	988	13.0	1066	68.0	1066	68.0	7.3	
RON4_41	96	1.81	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	538	12.0	536	6.4	534	64.0	536	6.4	0.3	
RON4_42	227	2.13	6.6	0.1	0.4	0.0	0.8	2062	12.0	1999	20.0	2130	17.0	2130	17.0	6.2	
RON4_43	188	2.02	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	605	7.4	604	5.0	616	39.0	604	5.0	0.2	
RON4_44	35	1.65	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	564	20.0	585	10.0	458	97.0	585	10.0	3.7	
RON4_45	249	0.39	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	629	7.4	638	5.9	602	34.0	638	5.9	1.4	
RON4_46	365	25.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	608	8.8	617	7.1	582	36.0	617	7.1	1.3	
RON4_47	379	1.45	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	581	6.9	578	4.3	590	32.0	578	4.3	0.6	
RON4_48	120	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	627	16.0	617	16.0	662	71.0	617	16.0	1.6	R
RON4_48	94	1.25	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	743	15.0	724	14.0	797	66.0	724	14.0	2.6	C
RON4_49	221	1.23	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	654	13.0	628	12.0	745	56.0	628	12.0	4.0	
RON4_50	60	5.91	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	721	16.0	689	11.0	801	65.0	689	11.0	4.4	
RON4_51	357	1.15	7.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2213	9.5	2211	18.0	2221	13.0	2221	13.0	0.5	
RON4_52	170	1.97	19.3	0.2	0.6	0.0	0.6	3055	9.2	3057	22.0	3055	14.0	3055	14.0	0.1	
RON4_53	74	1.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	651	13.0	653	8.2	636	61.0	653	8.2	0.3	
RON4_54	176	2.74	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	547	11.0	539	6.3	581	54.0	539	6.3	1.4	
RON4_55	205	2.50	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	567	11.0	559	6.7	602	57.0	559	6.7	1.4	
RON4_56	204	1.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	599	9.5	589	5.0	612	41.0	589	5.0	1.7	
RON4_57	428	2.42	6.9	0.1	0.4	0.0	0.6	2096	11.0	2031	23.0	2154	20.0	2154	20.0	5.7	
RON4_58	85	0.77	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	574	12.0	570	6.4	558	61.0	570	6.4	0.7	
RON4_59	419	5.43	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	774	7.7	760	6.7	822	25.0	760	6.7	1.9	
RON4_60	196	1.30	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1048	9.5	1040	9.6	1051	31.0	1051	31.0	1.1	
RON4_62	199	2.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	614	10.0	605	8.2	617	51.0	605	8.2	1.4	
RON4_63	137	0.52	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	656	10.0	645	7.2	669	47.0	645	7.2	1.8	
RON4_64	109	1.53	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	633	12.0	635	9.0	592	56.0	635	9.0	0.3	
RON4_65	61	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	636	17.0	649	12.0	557	79.0	649	12.0	2.0	
RON4_66	321	1.13	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	615	7.2	588	5.3	693	32.0	588	5.3	4.5	
RON4_67	78	2.32	1.4	0.0	0.1	0.0	0.2	867	13.0	855	9.9	866	49.0	866	49.0	1.3	
RON4_68	123	1.63	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	608	11.0	612	7.9	570	53.0	612	7.9	0.7	
RON4_69	111	0.92	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	23	4.3	22	1.1	90	290.0	22	1.1	6.0	
RON4_70	143	1.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	581	9.5	578	6.4	560	50.0	578	6.4	0.6	
RON4_71	202	2.14	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	677	16.0	639	11.0	771	56.0	639	11.0	5.6	
RON4_72	70	0.59	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	752	17.0	745	16.0	762	70.0	745	16.0	0.9	
RON4_73	81	1.27	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1	426	12.0	426	5.3	391	78.0	426	5.3	0.0	
RON4_74	170	0.77	6.2	0.1	0.4	0.0	0.9	1999	15.0	1972	25.0	2001	30.0	2001	30.0	1.4	
RON4_76	387	1.62	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	647	14.0	596	14.0	783	53.0	596	14.0	7.9	
RON4_77	59	1.09	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	695	18.0	628	9.7	870	80.0	628	9.7	9.7	
RON4_78	227	1.26	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	589	8.3	574	5.9	613	48.0	574	5.9	2.6	
RON4_79	304	2.09	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	606	7.0	604	5.4	595	35.0	604	5.4	0.4	
RON4_80	60	0.54	5.8	0.1	0.3	0.0	0.3	1950	16.0	1916	19.0	1972	32.0	1972	32.0	2.8	
RON4_81	137	0.75	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	797	11.0	793	9.1	788	40.0	793	9.1	0.5	
RON4_82	404	1.25	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	654	6.7	646	5.4	674	29.0	646	5.4	1.2	
RON4_83	114	18.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	584	18.0	580	14.0	584	88.0	580	14.0	0.7	R
RON4_83	88	0.72	1.6	0.1	0.2	0.0	0.3	954	23.0	968	20.0	912	75.0	912	75.0	6.1	C
RON4_84	265	1.76	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	592	7.9	589	6.6	598	38.0	589	6.6	0.4	

RON4_86	116	1.21	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	566	14.0	563	7.7	566	69.0	563	7.7	0.5	
RON4_87	112	8.90	20.8	0.3	0.6	0.0	0.8	3132	15.0	3125	40.0	3139	17.0	3139	17.0	0.4	
RON4_88	213	2.90	5.5	0.0	0.3	0.0	0.6	1900	7.6	1891	13.0	1914	14.0	1914	14.0	1.2	
RON4_89	1288	39.80	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	608	21.0	603	14.0	648	87.0	603	14.0	0.8	R
RON4_89	161	2.47	7.7	0.1	0.4	0.0	0.6	2199	12.0	2189	23.0	2217	20.0	2217	20.0	1.3	C
RON4_90	274	55.90	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	671	8.6	676	7.5	663	36.0	676	7.5	0.7	
RON4_91	170	1.23	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	820	15.0	814	13.0	835	54.0	814	13.0	0.7	
RON4_93	50	0.95	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	593	18.0	604	9.0	536	82.0	604	9.0	1.8	
RON4_94	206	0.53	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	590	12.0	588	8.2	603	61.0	588	8.2	0.3	
RON4_95	303	1.86	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	21	1.8	21	0.6	100	150.0	21	0.6	2.9	
RON4_96	178	2.01	6.2	0.1	0.4	0.0	0.7	2004	10.0	2004	15.0	2014	13.0	2014	13.0	0.5	
RON4_97	170	0.76	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	653	11.0	625	7.7	748	45.0	625	7.7	4.3	
RON4_98	222	0.62	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	671	9.1	675	6.2	670	40.0	675	6.2	0.5	
RON4_99	70	0.40	6.2	0.1	0.4	0.0	0.5	2001	13.0	2008	21.0	2001	26.0	2001	26.0	0.3	
RON4_100	851	9.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	619	16.0	591	18.0	738	74.0	591	18.0	4.5	R
RON4_100	135	0.99	1.3	0.0	0.1	0.0	0.2	829	12.0	839	9.1	800	49.0	839	9.1	1.1	C
RON4_101	341	0.97	6.1	0.1	0.4	0.0	0.7	1984	11.0	1938	17.0	2037	17.0	2037	17.0	4.9	
RON4_102	276	37.00	0.9	0.1	0.1	0.0	0.3	662	32.0	619	23.0	820	150.0	619	23.0	6.5	R
RON4_102	107	0.93	4.4	0.1	0.3	0.0	0.5	1703	12.0	1687	17.0	1722	26.0	1722	26.0	2.0	C
RON4_103	388	10.75	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	590	8.0	587	6.6	597	37.0	587	6.6	0.5	
RON4_104	63	0.78	3.9	0.1	0.3	0.0	0.4	1601	14.0	1596	18.0	1621	30.0	1621	30.0	1.5	
RON4_105	219	3.06	5.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1893	14.0	1873	25.0	1919	23.0	1919	23.0	2.4	
RON4_106	326	1.12	1.3	0.1	0.1	0.0	0.6	843	23.0	785	22.0	998	67.0	785	22.0	6.9	
RON4_107	260	3.66	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	751	12.0	758	15.0	734	58.0	758	15.0	0.9	
RON4_108	137	0.66	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	568	12.0	561	7.6	581	70.0	561	7.6	1.2	
RON4_109	264	3.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	618	12.0	581	12.0	760	48.0	581	12.0	6.0	
RON4_110	163	1.05	5.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1862	9.5	1843	14.0	1885	17.0	1885	17.0	2.2	
RON4_111	162	0.67	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	650	14.0	624	12.0	744	60.0	624	12.0	4.0	
RON4_113	271	5.43	10.8	0.1	0.4	0.0	0.8	2500	11.0	2362	23.0	2619	14.0	2619	14.0	9.8	
RON4_114	144	1.60	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	553	11.0	549	6.2	556	50.0	549	6.2	0.7	
RON4_115	41	0.96	4.5	0.2	0.3	0.0	0.5	1723	28.0	1686	32.0	1766	55.0	1766	55.0	4.5	
RON4_116	154	1.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	604	12.0	590	8.7	645	55.0	590	8.7	2.3	
RON4_117	193	20.80	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	646	11.0	644	6.5	639	48.0	644	6.5	0.4	
RON4_118	110	1.23	7.8	0.1	0.4	0.0	0.8	2208	13.0	2231	25.0	2181	18.0	2181	18.0	2.3	
RON4_120	81	3.76	15.3	0.4	0.5	0.0	0.7	2829	27.0	2794	56.0	2855	28.0	2855	28.0	2.1	
RON4_121	237	0.74	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	581	8.1	577	6.4	579	41.0	577	6.4	0.7	
RON4_122	328	3.10	3.6	0.0	0.3	0.0	0.4	1550	10.0	1551	17.0	1538	26.0	1538	26.0	0.8	
RON4_124	50	1.32	1.1	0.1	0.1	0.0	0.2	770	26.0	724	14.0	860	100.0	724	14.0	6.0	
RON4_125	475	1.16	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	458	5.4	448	3.7	483	34.0	448	3.7	2.2	
RON4_126	475	3.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	594	6.3	591	4.7	577	28.0	591	4.7	0.4	
RON4_127	301	1.26	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	606	7.1	595	4.6	622	34.0	595	4.6	1.8	
RON4_128	111	2.21	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1034	12.0	1037	12.0	1015	36.0	1015	36.0	2.2	
RON4_129	424	2.28	10.8	0.3	0.4	0.0	0.8	2505	22.0	2235	35.0	2719	25.0	2719	25.0	17.8	
RON4_130	283	1.70	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	598	8.8	600	5.7	584	43.0	600	5.7	0.3	
RON4_131	232	2.36	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	644	11.0	640	10.0	627	49.0	640	10.0	0.6	
RON4_133	163	1.27	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	611	15.0	555	15.0	782	65.0	555	15.0	9.2	
RON4_134	121	3.52	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	816	16.0	778	16.0	893	58.0	778	16.0	4.7	
RON4_135	320	2.08	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	767	12.0	760	11.0	773	49.0	760	11.0	0.9	
RON4_136	234	1.57	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	599	8.4	601	6.1	572	38.0	601	6.1	0.3	
RON4_137	591	1.73	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	575	5.3	555	4.2	644	25.0	555	4.2	3.6	
RON4_138	85	0.65	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	821	13.0	808	10.0	826	51.0	808	10.0	1.6	
RON4_139	165	1.15	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	495	8.1	492	5.6	483	50.0	492	5.6	0.6	
RON4_140	287	2.15	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	585	6.9	585	4.5	567	33.0	585	4.5	0.0	

Table 5: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON5

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	$\frac{207}{235}$	2σ error	$\frac{206}{238}$	2σ error	RHO	$\frac{207}{235}$ (Ma)	2σ error	$\frac{206}{238}$ (Ma)	2σ error	$\frac{207}{206}$ (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
RON5_1	150	2.41	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	480	14.0	469	5.2	502	80.0	469	5.2	2.3	
RON5_2	159	2.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	596	8.0	591	6.2	607	40.0	591	6.2	0.9	
RON5_3	65	1.75	11.8	0.2	0.5	0.0	0.7	2583	17.0	2579	35.0	2585	23.0	2585	23.0	0.2	
RON5_4	503	7.50	0.5	0.0	0.1	0.0	0.9	382	16.0	356	16.0	537	57.0	356	16.0	6.8	
RON5_5	290	3.32	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	472	7.6	475	4.7	444	44.0	475	4.7	0.7	
RON5_6	874	3.22	0.4	0.0	0.0	0.0	0.6	311	4.5	303	4.7	362	28.0	303	4.7	2.5	
RON5_7	927	124.00	0.4	0.0	0.1	0.0	0.6	351	10.0	347	10.0	380	61.0	347	10.0	1.1	R
RON5_7	218	2.76	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	661	15.0	656	15.0	671	64.0	656	15.0	0.8	C
RON5_8	238	2.70	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	473	7.4	475	5.3	452	40.0	475	5.3	0.5	
RON5_9	174	1.07	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	626	10.0	621	6.9	629	40.0	621	6.9	0.8	
RON5_10	175	3.36	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	776	11.0	778	10.0	779	38.0	778	10.0	0.3	
RON5_11	272	2.41	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	578	5.9	582	5.0	566	30.0	582	5.0	0.7	
RON5_12	279	2.00	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	498	8.0	497	7.4	492	37.0	497	7.4	0.1	
RON5_13	1088	1.51	0.4	0.0	0.1	0.0	0.8	323	3.9	320	3.3	372	22.0	320	3.3	1.0	
RON5_14	64	1.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	609	17.0	610	16.0	595	65.0	610	16.0	0.2	
RON5_15	455	0.74	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	610	16.0	603	13.0	651	70.0	603	13.0	1.1	
RON5_16	687	3.41	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	330	5.5	324	3.7	354	49.0	324	3.7	1.8	
RON5_17	641	2.74	3.6	0.0	0.2	0.0	0.7	1542	6.2	1386	9.8	1762	12.0	1762	12.0	21.3	
RON5_18	167	2.43	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	499	7.8	490	4.6	522	45.0	490	4.6	1.7	
RON5_19	740	50.00	0.4	0.0	0.1	0.0	0.7	369	19.0	366	10.0	380	100.0	366	10.0	0.8	R
RON5_19	410	1.27	1.0	0.0	0.1	0.0	0.7	700	11.0	700	13.0	702	49.0	700	13.0	0.0	C
RON5_20	38	0.41	12.3	0.2	0.5	0.0	0.4	2626	13.0	2555	27.0	2679	25.0	2679	25.0	4.6	
RON5_21	102	3.08	1.4	0.0	0.1	0.0	0.3	890	12.0	899	7.9	858	41.0	858	41.0	4.8	
RON5_22	204	7.00	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	487	10.0	487	8.2	473	44.0	487	8.2	0.0	
RON5_23	180	1.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	649	9.3	643	5.0	664	43.0	643	5.0	0.9	
RON5_24	208	1.45	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	689	7.7	689	5.4	683	31.0	689	5.4	0.0	
RON5_25	89	0.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	577	12.0	567	8.1	601	61.0	567	8.1	1.7	
RON5_26	176	3.41	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	495	7.5	494	4.5	488	44.0	494	4.5	0.2	
RON5_27	34	1.53	16.0	0.3	0.6	0.0	0.8	2870	20.0	2856	36.0	2879	22.0	2879	22.0	0.8	
RON5_28	283	2.36	1.3	0.0	0.1	0.0	0.7	826	18.0	774	19.0	942	44.0	774	19.0	6.3	
RON5_29	117	3.18	6.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2089	9.8	2084	18.0	2085	17.0	2085	17.0	0.0	
RON5_30	345	1.13	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	644	11.0	642	8.1	652	50.0	642	8.1	0.3	
RON5_31	641	54.80	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	362	8.4	355	4.8	398	68.0	355	4.8	1.9	R
RON5_31	87	0.97	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	637	25.0	624	16.0	680	120.0	624	16.0	2.0	C
RON5_32	168	1.19	1.7	0.0	0.2	0.0	0.1	1022	12.0	1003	12.0	1053	38.0	1053	38.0	4.7	
RON5_33	597	5.43	5.3	0.1	0.3	0.0	0.9	1859	17.0	1821	20.0	1902	19.0	1902	19.0	4.3	
RON5_34	326	2.19	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	340	6.0	345	3.8	296	49.0	345	3.8	1.4	
RON5_36	351	1.26	0.4	0.0	0.1	0.0	0.4	329	7.0	333	5.6	308	49.0	333	5.6	1.2	
RON5_37	1714	49.50	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	341	6.3	338	5.6	359	60.0	338	5.6	0.9	R
RON5_37	533	2.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	613	9.1	606	8.3	640	51.0	606	8.3	1.2	C
RON5_38	353	16.40	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	511	8.4	503	6.8	536	39.0	503	6.8	1.5	
RON5_39	390	1.50	5.2	0.1	0.3	0.0	0.5	1849	9.7	1831	17.0	1868	17.0	1868	17.0	2.0	
RON5_40	791	132.60	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	342	6.0	338	3.1	359	44.0	338	3.1	1.2	
RON5_41	252	1.73	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	450	8.0	444	5.9	471	50.0	444	5.9	1.4	
RON5_42	158	0.93	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	503	9.9	515	7.9	441	56.0	515	7.9	2.4	
RON5_43	630	10.56	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	336	4.8	332	3.4	355	41.0	332	3.4	1.1	
RON5_44	158	3.94	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	690	12.0	696	10.0	657	48.0	696	10.0	0.9	
RON5_46	393	14.50	0.5	0.0	0.1	0.0	0.3	440	8.1	431	5.7	471	41.0	431	5.7	1.9	
RON5_47	178	1.17	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1039	10.0	1038	11.0	1033	31.0	1033	31.0	0.5	
RON5_48	218	12.25	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	489	15.0	486	12.0	485	85.0	486	12.0	0.6	

RON5_49	462	2.91	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	344	5.3	344	3.2	336	40.0	344	3.2	0.1
RON5_50	159	0.99	13.0	0.2	0.5	0.0	0.8	2675	14.0	2673	33.0	2670	15.0	2670	15.0	0.1
RON5_51	295	1.38	1.8	0.0	0.2	0.0	0.1	1035	7.6	1029	7.9	1044	22.0	1044	22.0	1.4
RON5_52	429	2.09	0.4	0.0	0.1	0.0	0.4	316	6.5	315	4.0	315	46.0	315	4.0	0.3
RON5_54	431	23.20	0.5	0.0	0.1	0.0	0.5	434	10.0	431	9.6	442	44.0	431	9.6	0.7
RON5_55	352	1.66	1.5	0.0	0.2	0.0	0.4	937	8.0	939	8.0	927	26.0	927	26.0	1.3
RON5_56	310	0.86	6.1	0.1	0.4	0.0	0.6	1984	8.2	1991	17.0	1976	14.0	1976	14.0	0.8
RON5_57	101	1.09	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	626	11.0	616	6.6	630	56.0	616	6.6	1.7
RON5_58	187	0.56	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	486	13.0	451	10.0	640	72.0	451	10.0	7.2
RON5_59	103	0.54	1.7	0.0	0.2	0.0	0.2	1007	12.0	996	12.0	1022	38.0	1022	38.0	2.5
RON5_60	230	2.54	1.4	0.0	0.2	0.0	0.4	908	8.8	901	9.5	919	30.0	919	30.0	1.9
RON5_61	205	2.46	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	502	8.0	504	6.2	482	43.0	504	6.2	0.5
RON5_62	95	1.06	1.2	0.1	0.1	0.0	0.1	803	31.0	725	12.0	1030	130.0	725	12.0	9.7
RON5_64	207	3.41	0.5	0.0	0.1	0.0	0.3	418	7.6	411	5.3	450	48.0	411	5.3	1.7
RON5_65	1099	1.57	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	333	4.3	331	2.8	344	30.0	331	2.8	0.8
RON5_66	307	3.63	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	490	7.6	492	4.7	476	41.0	492	4.7	0.3
RON5_67	281	11.94	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	476	9.3	469	7.1	506	49.0	469	7.1	1.5
RON5_68	286	8.53	0.7	0.0	0.1	0.0	0.8	523	15.0	524	16.0	534	43.0	524	16.0	0.2
RON5_69	619	3.16	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	362	6.4	349	4.0	432	46.0	349	4.0	3.5
RON5_70	1227	103.40	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	358	3.7	354	3.2	378	26.0	354	3.2	1.1
RON5_71	257	14.21	0.5	0.0	0.1	0.0	0.8	434	16.0	429	18.0	476	52.0	429	18.0	1.2
RON5_72	30	1.31	9.4	0.2	0.4	0.0	0.5	2376	19.0	2102	26.0	2615	31.0	2615	31.0	19.6
RON5_73	633	2.32	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	458	7.3	454	5.2	477	44.0	454	5.2	1.0
RON5_74	242	9.47	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	462	9.4	468	6.2	406	63.0	468	6.2	1.4
RON5_75	132	1.09	5.9	0.1	0.4	0.0	0.4	1963	13.0	1935	22.0	1989	27.0	1989	27.0	2.7
RON5_76	737	63.80	0.5	0.0	0.1	0.0	0.3	390	4.2	391	3.8	381	30.0	391	3.8	0.1
RON5_77	366	149.00	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	506	7.7	496	5.1	550	41.0	496	5.1	2.0
RON5_78	92	1.57	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	543	16.0	542	11.0	514	67.0	542	11.0	0.2
RON5_79	143	0.59	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	611	13.0	570	5.7	746	59.0	570	5.7	6.7
RON5_80	626	0.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	608	7.9	603	5.6	617	30.0	603	5.6	0.8
RON5_81	1526	1.98	0.4	0.0	0.1	0.0	0.5	348	6.4	326	5.1	494	45.0	326	5.1	6.3
RON5_82	89	0.59	0.9	0.1	0.1	0.0	0.1	630	29.0	589	10.0	730	110.0	589	10.0	6.5
RON5_84	241	0.93	5.1	0.1	0.3	0.0	0.6	1834	14.0	1796	20.0	1871	24.0	1871	24.0	4.0
RON5_85	175	2.38	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	465	9.1	455	4.6	494	57.0	455	4.6	2.0
RON5_86	39	2.27	1.2	0.2	0.1	0.0	0.2	776	68.0	779	32.0	910	450.0	779	32.0	0.4
RON5_86	284	9.25	19.7	0.3	0.6	0.0	0.7	3076	12.0	3020	27.0	3112	14.0	3112	14.0	3.0
RON5_87	1301	17.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.8	546	15.0	530	15.0	596	36.0	530	15.0	2.9
RON5_88	459	3.04	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	342	5.7	336	2.7	362	47.0	336	2.7	1.7
RON5_89	206	1.62	1.4	0.0	0.1	0.0	0.3	869	9.4	831	8.8	955	32.0	831	8.8	4.3
RON5_90	51	3.24	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	622	16.0	621	7.8	587	71.0	621	7.8	0.1
RON5_91	196	0.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	623	9.7	629	5.2	591	45.0	629	5.2	0.9
RON5_92	625	12.70	0.5	0.0	0.1	0.0	0.8	438	9.6	434	10.0	459	34.0	434	10.0	1.0
RON5_93	602	15.80	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	699	6.6	698	6.0	697	28.0	698	6.0	0.2
RON5_94	1215	1.29	0.3	0.0	0.0	0.0	0.9	294	5.9	274	6.5	453	26.0	274	6.5	6.7
RON5_96	136	0.89	1.7	0.0	0.2	0.0	0.0	1022	16.0	1005	15.0	1051	52.0	1051	52.0	4.4
RON5_97	354	1.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	567	8.6	551	6.4	635	49.0	551	6.4	2.9
RON5_98	1917	3.23	0.2	0.0	0.0	0.0	0.8	219	7.6	199	8.0	477	29.0	199	8.0	9.3
RON5_99	1449	2.85	0.4	0.0	0.0	0.0	0.6	325	3.4	314	3.0	400	23.0	314	3.0	3.4
RON5_101	301	1.53	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	965	9.1	961	7.2	968	28.0	968	28.0	0.7
RON5_102	275	1.06	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	508	9.5	473	5.9	651	56.0	473	5.9	6.8
RON5_103	312	2.14	5.9	0.1	0.3	0.0	0.8	1965	12.0	1875	18.0	2061	15.0	2061	15.0	9.0
RON5_104	448	1.11	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	590	7.4	589	6.9	584	35.0	589	6.9	0.2
RON5_105	731	3.26	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	604	5.1	600	4.6	616	25.0	600	4.6	0.7
RON5_106	1331	35.00	5.8	0.2	0.3	0.0	0.5	1947	23.0	1914	46.0	1983	40.0	1983	40.0	3.5

R
C

R

RON5_106	407	2.14	11.0	0.1	0.5	0.0	0.7	2525	12.0	2481	20.0	2556	16.0	2556	16.0	2.9	C
RON5_107	340	6.15	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	482	8.1	477	6.9	495	40.0	477	6.9	1.0	
RON5_109	81	0.61	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	757	17.0	696	12.0	912	67.0	696	12.0	8.1	
RON5_110	181	1.36	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	603	13.0	589	7.9	636	57.0	589	7.9	2.4	
RON5_111	332	3.13	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	613	11.0	617	12.0	602	52.0	617	12.0	0.7	
RON5_112	52	1.27	1.5	0.1	0.1	0.0	0.2	905	21.0	841	14.0	1064	72.0	841	14.0	7.1	
RON5_113	119	0.63	1.9	0.0	0.2	0.0	0.3	1086	13.0	1078	15.0	1097	43.0	1097	43.0	1.7	
RON5_114	82	0.53	9.9	0.2	0.4	0.0	0.6	2428	14.0	2372	28.0	2473	23.0	2473	23.0	4.1	
RON5_116	107	2.51	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	582	20.0	566	8.9	602	99.0	566	8.9	2.7	
RON5_117	22	2.53	0.8	0.1	0.1	0.0	0.1	600	33.0	598	14.0	530	120.0	598	14.0	0.3	
RON5_118	257	6.91	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	604	10.0	553	8.2	788	47.0	553	8.2	8.5	
RON5_119	309	1.85	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	481	6.6	477	4.8	500	38.0	477	4.8	0.9	
RON5_120	415	4.80	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	495	9.3	489	7.0	517	47.0	489	7.0	1.3	
RON5_121	92	0.54	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	626	11.0	624	11.0	613	62.0	624	11.0	0.3	
RON5_123	464	3.88	0.7	0.0	0.1	0.0	0.7	552	10.0	549	10.0	555	34.0	549	10.0	0.5	
RON5_124	198	2.27	4.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1734	21.0	1528	30.0	1978	40.0	1978	40.0	22.8	C
RON5_125	38	1.41	6.8	0.2	0.4	0.0	0.0	2079	21.0	2051	29.0	2105	42.0	2105	42.0	2.6	
RON5_126	280	16.90	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	496	9.5	486	7.7	526	51.0	486	7.7	1.9	
RON5_127	45	1.00	8.5	0.2	0.4	0.0	0.7	2278	22.0	2173	37.0	2374	28.0	2374	28.0	8.5	
RON5_128	174	3.64	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	461	8.9	459	4.1	447	56.0	459	4.1	0.3	
RON5_129	291	10.08	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	483	7.4	482	4.6	474	41.0	482	4.6	0.3	
RON5_130	177	1.70	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	963	11.0	961	9.1	965	35.0	965	35.0	0.4	

Table 6: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON6

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
RON6_1	124	1.07	2.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1339	13.0	1327	14.0	1361	32.0	1361	32.0	2.5	
RON6_2	21	0.35	4.8	0.2	0.3	0.0	0.3	1777	30.0	1624	30.0	1955	64.0	1955	64.0	16.9	
RON6_3	292	1.90	3.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1513	26.0	1510	46.0	1563	50.0	1563	50.0	3.4	
RON6_4	55	1.03	5.1	0.1	0.3	0.0	0.5	1835	19.0	1837	36.0	1827	40.0	1827	40.0	0.5	
RON6_5	108	0.33	1.5	0.0	0.2	0.0	0.4	915	16.0	909	14.0	922	52.0	922	52.0	1.4	
RON6_6	157	14.18	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	638	14.0	623	11.0	681	58.0	623	11.0	2.4	
RON6_7	115	0.85	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	599	12.0	591	8.6	609	60.0	591	8.6	1.3	
RON6_8	402	0.95	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	633	15.0	591	9.9	773	60.0	591	9.9	6.6	
RON6_10	268	3.21	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	641	11.0	644	7.4	614	49.0	644	7.4	0.5	
RON6_11	30	1.12	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	555	23.0	551	14.0	540	110.0	551	14.0	0.7	
RON6_12	100	0.61	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	634	14.0	633	9.5	617	64.0	633	9.5	0.1	
RON6_13	127	0.91	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	656	14.0	662	11.0	618	58.0	662	11.0	0.9	
RON6_14	494	1.60	0.5	0.0	0.1	0.0	0.4	424	5.5	420	3.7	447	32.0	420	3.7	1.0	
RON6_17	105	0.89	3.7	0.1	0.3	0.0	0.3	1575	19.0	1467	24.0	1730	42.0	1730	42.0	15.2	
RON6_19	50	0.88	5.9	0.3	0.3	0.0	0.8	1961	41.0	1676	47.0	2276	48.0	2276	48.0	26.4	
RON6_20	124	1.44	4.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1692	24.0	1629	39.0	1770	43.0	1770	43.0	8.0	
RON6_21	132	1.13	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	618	11.0	620	8.0	595	51.0	620	8.0	0.3	
RON6_22	174	1.53	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	600	10.0	599	7.8	586	49.0	599	7.8	0.1	
RON6_23	629	2.45	2.1	0.0	0.2	0.0	0.5	1159	6.9	1154	9.2	1166	19.0	1166	19.0	1.1	
RON6_24	89	1.35	5.0	0.1	0.3	0.0	0.3	1821	13.0	1749	17.0	1896	27.0	1896	27.0	7.8	
RON6_25	129	1.43	1.2	0.0	0.1	0.0	0.6	814	18.0	815	11.0	807	63.0	815	11.0	0.1	
RON6_26	214	1.26	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	607	11.0	605	8.8	619	51.0	605	8.8	0.4	
RON6_28	21	2.87	23.5	0.4	0.6	0.0	0.4	3244	17.0	3197	43.0	3273	29.0	3273	29.0	2.3	
RON6_29	294	2.01	1.2	0.0	0.1	0.0	0.6	785	9.6	787	13.0	781	32.0	787	13.0	0.3	
RON6_31	502	3.98	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	360	5.6	355	4.3	374	41.0	355	4.3	1.1	
RON6_32	138	1.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	579	13.0	575	8.8	582	57.0	575	8.8	0.7	
RON6_33	82	1.58	2.3	0.0	0.2	0.0	0.3	1212	13.0	1206	14.0	1220	38.0	1220	38.0	1.1	
RON6_34	70	1.57	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	596	17.0	597	10.0	567	81.0	597	10.0	0.2	
RON6_35	68	0.46	6.2	0.1	0.4	0.0	0.3	2004	12.0	1998	20.0	2004	26.0	2004	26.0	0.3	

RON6_36	70	1.19	6.6	0.2	0.4	0.0	0.7	2060	23.0	2000	45.0	2113	35.0	2113	35.0	5.3
RON6_37	137	0.87	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	508	28.0	502	21.0	520	120.0	502	21.0	1.2
RON6_38	123	0.60	4.8	0.1	0.3	0.0	0.4	1775	21.0	1610	23.0	1971	44.0	1971	44.0	18.3
RON6_39	91	1.30	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	639	19.0	645	17.0	610	100.0	645	17.0	0.9
RON6_40	51	1.51	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	631	16.0	619	11.0	647	77.0	619	11.0	1.9
RON6_41	45	1.47	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	594	20.0	589	16.0	610	93.0	589	16.0	0.8
RON6_42	177	2.43	1.5	0.1	0.2	0.0	0.8	933	24.0	923	22.0	955	44.0	955	44.0	3.4
RON6_43	56	1.02	7.6	0.1	0.4	0.0	0.5	2187	13.0	2147	25.0	2227	25.0	2227	25.0	3.6
RON6_44	276	1.38	4.0	0.1	0.3	0.0	0.8	1622	22.0	1517	28.0	1759	31.0	1759	31.0	13.8
RON6_45	117	1.14	8.4	0.2	0.4	0.0	0.7	2276	16.0	2227	33.0	2323	21.0	2323	21.0	4.1
RON6_46	80	0.66	12.5	0.2	0.5	0.0	0.7	2639	15.0	2616	25.0	2653	19.0	2653	19.0	1.4
RON6_47	218	1.00	0.8	0.1	0.1	0.0	0.0	588	23.0	564	13.0	620	100.0	564	13.0	4.1
RON6_48	96	1.32	2.3	0.1	0.2	0.0	0.6	1218	16.0	1144	20.0	1352	37.0	1352	37.0	15.4
RON6_49	128	0.68	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	560	14.0	572	8.1	494	74.0	572	8.1	2.1
RON6_51	144	10.20	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	542	11.0	543	5.8	526	62.0	543	5.8	0.1
RON6_52	467	1.27	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	558	6.2	551	5.5	576	32.0	551	5.5	1.2
RON6_53	255	0.77	2.5	0.0	0.2	0.0	0.6	1264	14.0	1141	16.0	1471	27.0	1471	27.0	22.4
RON6_55	148	1.68	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	636	14.0	628	11.0	650	63.0	628	11.0	1.3
RON6_56	247	1.44	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	649	10.0	652	6.4	622	45.0	652	6.4	0.5
RON6_57	154	1.35	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	612	9.5	616	6.4	588	43.0	616	6.4	0.5
RON6_59	157	0.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	538	8.8	533	4.8	538	49.0	533	4.8	0.9
RON6_60	20	0.87	0.6	0.1	0.1	0.0	0.1	494	45.0	475	19.0	510	220.0	475	19.0	3.8
RON6_61	207	1.73	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	584	8.6	583	5.2	571	43.0	583	5.2	0.1
RON6_62	147	1.59	6.4	0.1	0.4	0.0	0.5	2035	10.0	2000	17.0	2066	20.0	2066	20.0	3.2
RON6_63	118	1.82	7.8	0.1	0.4	0.0	0.5	2203	10.0	2171	19.0	2229	20.0	2229	20.0	2.6
RON6_64	457	0.73	6.1	0.1	0.3	0.0	0.6	1984	11.0	1872	19.0	2107	21.0	2107	21.0	11.2
RON6_65	181	1.60	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	599	19.0	598	10.0	589	99.0	598	10.0	0.2
RON6_66	408	3.78	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	591	6.3	571	5.8	660	28.0	571	5.8	3.4
RON6_68	126	2.22	5.2	0.1	0.3	0.0	0.5	1848	15.0	1713	26.0	1996	30.0	1996	30.0	14.2
RON6_69	359	2.12	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	635	8.0	638	5.7	617	34.0	638	5.7	0.4
RON6_70	78	1.11	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	527	16.0	518	11.0	544	77.0	518	11.0	1.7
RON6_71	17	1.64	9.7	0.3	0.4	0.0	0.5	2397	29.0	2397	53.0	2425	55.0	2425	55.0	1.2
RON6_72	127	1.96	7.2	0.1	0.4	0.0	0.6	2133	10.0	2123	18.0	2140	19.0	2140	19.0	0.8
RON6_73	74	1.93	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	656	16.0	662	10.0	607	76.0	662	10.0	0.9
RON6_74	803	12.49	3.8	0.1	0.2	0.0	0.7	1587	13.0	1392	20.0	1855	20.0	1855	20.0	25.0
RON6_75	33	1.79	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	584	25.0	589	19.0	530	110.0	589	19.0	0.9
RON6_76	206	2.63	7.2	0.2	0.4	0.0	0.9	2136	18.0	2135	35.0	2122	42.0	2122	42.0	0.6
RON6_77	333	2.01	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	638	12.0	640	15.0	636	54.0	640	15.0	0.3
RON6_78	71	0.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	616	16.0	622	10.0	577	74.0	622	10.0	1.0
RON6_79	110	1.28	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	633	13.0	635	9.2	609	55.0	635	9.2	0.3
RON6_81	449	4.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	622	7.5	635	6.9	570	34.0	635	6.9	2.1
RON6_82	211	1.60	7.3	0.1	0.3	0.0	0.7	2146	14.0	1887	30.0	2403	24.0	2403	24.0	21.5
RON6_83	63	0.87	3.1	0.1	0.2	0.0	0.1	1434	24.0	1405	38.0	1479	58.0	1479	58.0	5.0
RON6_84	335	2.11	6.2	0.1	0.4	0.0	0.6	2002	9.7	1972	17.0	2028	17.0	2028	17.0	2.8
RON6_85	419	2.20	1.5	0.0	0.2	0.0	0.5	945	7.9	952	13.0	927	28.0	927	28.0	2.7
RON6_86	107	1.92	13.4	0.2	0.5	0.0	0.5	2708	13.0	2708	35.0	2704	26.0	2704	26.0	0.1
RON6_87	295	0.73	5.5	0.1	0.3	0.0	0.8	1889	17.0	1757	28.0	2043	21.0	2043	21.0	14.0
RON6_88	133	0.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	599	17.0	577	12.0	665	76.0	577	12.0	3.7
RON6_91	340	5.86	1.9	0.0	0.2	0.0	0.7	1063	14.0	970	19.0	1259	28.0	1259	28.0	23.0
RON6_92	112	1.51	4.6	0.1	0.3	0.0	0.6	1742	15.0	1714	22.0	1779	28.0	1779	28.0	3.7
RON6_93	114	2.30	1.1	0.0	0.1	0.0	0.1	749	14.0	747	10.0	741	60.0	747	10.0	0.3
RON6_95	139	1.12	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	484	15.0	459	9.2	594	81.0	459	9.2	5.2
RON6_96	46	2.08	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	586	17.0	587	11.0	543	87.0	587	11.0	0.2
RON6_97	111	3.23	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	591	15.0	587	9.2	588	74.0	587	9.2	0.8
RON6_98	121	6.40	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	751	18.0	713	13.0	858	58.0	713	13.0	5.1
RON6_99	53	1.45	1.3	0.0	0.1	0.0	0.0	846	20.0	850	14.0	814	81.0	814	14.0	0.5
RON6_100	52	1.87	7.2	0.1	0.4	0.0	0.4	2142	16.0	2146	24.0	2132	31.0	2132	31.0	0.7
RON6_101	195	29.10	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	521	11.0	516	9.5	527	55.0	516	9.5	0.9

RON6_102	9	-30.40	1.2	0.1	0.1	0.0	0.3	753	45.0	721	32.0	800	160.0	721	32.0	4.2
RON6_103	100	2.62	1.9	0.1	0.2	0.0	0.5	1078	20.0	1083	33.0	1063	58.0	1063	58.0	1.9
RON6_104	55	1.07	6.6	0.1	0.4	0.0	0.4	2056	18.0	2047	32.0	2057	40.0	2057	40.0	0.5
RON6_105	243	1.73	5.8	0.1	0.4	0.0	0.7	1939	18.0	1943	35.0	1934	28.0	1934	28.0	0.5
RON6_106	435	1.95	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	486	9.0	479	6.6	504	47.0	479	6.6	1.4
RON6_108	219	0.91	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	566	9.4	571	7.3	539	47.0	571	7.3	0.8
RON6_110	186	2.73	6.7	0.1	0.3	0.0	0.4	2064	17.0	1919	29.0	2213	33.0	2213	33.0	13.3
RON6_111	162	2.52	4.7	0.1	0.3	0.0	0.5	1765	21.0	1764	33.0	1764	42.0	1764	42.0	0.0
RON6_112	164	10.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	561	11.0	568	11.0	516	56.0	568	11.0	1.2
RON6_113	276	2.38	2.0	0.1	0.2	0.0	0.6	1098	25.0	1036	38.0	1257	63.0	1257	63.0	17.6
RON6_114	270	9.60	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	641	16.0	639	21.0	653	68.0	639	21.0	0.3
RON6_115	96	2.18	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	595	14.0	593	9.1	587	66.0	593	9.1	0.4
RON6_116	82	1.58	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	628	15.0	631	12.0	601	67.0	631	12.0	0.5
RON6_117	155	1.80	2.5	0.0	0.2	0.0	0.4	1264	13.0	1260	14.0	1269	36.0	1269	36.0	0.7
RON6_119	49	0.56	6.8	0.3	0.3	0.0	0.5	2068	38.0	1907	69.0	2241	76.0	2241	76.0	14.9
RON6_120	217	1.79	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	564	9.3	557	7.0	585	44.0	557	7.0	1.2
RON6_121	197	6.46	6.8	0.1	0.4	0.0	0.5	2083	9.3	2034	17.0	2129	17.0	2129	17.0	4.5
RON6_122	169	1.28	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	639	10.0	643	10.0	611	48.0	643	10.0	0.6
RON6_124	219	3.74	11.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2589	10.0	2366	21.0	2767	15.0	2767	15.0	14.5
RON6_125	301	4.01	1.5	0.0	0.2	0.0	0.4	937	8.8	941	7.7	922	27.0	922	27.0	2.0
RON6_126	290	1.34	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	634	9.1	639	11.0	611	42.0	639	11.0	0.9
RON6_127	107	0.76	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	561	13.0	554	9.2	581	66.0	554	9.2	1.3
RON6_128	70	2.01	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	585	15.0	587	12.0	559	74.0	587	12.0	0.3
RON6_129	335	1.93	0.9	0.1	0.1	0.0	0.5	627	29.0	588	33.0	760	110.0	588	33.0	6.2
RON6_130	126	0.65	2.0	0.0	0.2	0.0	0.4	1097	13.0	1092	15.0	1113	41.0	1113	41.0	1.9

Table 7: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON8

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2 σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2 σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
RON8_1	217	1.28	6.3	0.1	0.4	0.0	0.6	2011	17.0	1963	33.0	2059	29.0	2059	29.0	4.7	
RON8_2	124	1.14	5.0	0.1	0.3	0.0	0.3	1815	11.0	1737	16.0	1904	25.0	1904	25.0	8.8	
RON8_3	210	1.84	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1037	9.4	1039	10.0	1022	30.0	1022	30.0	1.7	
RON8_4	135	3.20	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	577	10.0	574	6.8	573	53.0	574	6.8	0.6	
RON8_6	447	83.90	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	655	7.4	646	6.8	684	33.0	646	6.8	1.5	
RON8_7	83	4.53	1.6	0.1	0.2	0.0	0.1	984	47.0	982	55.0	1110	310.0	1110	310.0	11.5	
RON8_8	113	1.15	12.9	0.1	0.5	0.0	0.6	2670	9.8	2631	21.0	2699	14.0	2699	14.0	2.5	
RON8_9	258	1.65	5.2	0.1	0.3	0.0	0.6	1853	9.2	1826	19.0	1885	18.0	1885	18.0	3.1	
RON8_10	232	1.54	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	596	10.0	589	7.6	611	57.0	589	7.6	1.2	
RON8_11	165	1.18	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	606	11.0	595	7.7	630	53.0	595	7.7	1.7	
RON8_13	220	1.31	1.7	0.0	0.2	0.0	0.2	1014	9.7	1022	9.3	992	34.0	992	34.0	3.0	
RON8_14	41	1.11	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1790	21.0	1661	27.0	1943	37.0	1943	37.0	14.5	
RON8_15	91	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	649	12.0	653	6.9	616	60.0	653	6.9	0.7	
RON8_16	127	1.27	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	609	9.9	608	5.2	599	48.0	608	5.2	0.2	
RON8_17	114	1.16	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	612	11.0	616	8.3	590	51.0	616	8.3	0.7	
RON8_18	79	0.74	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1	414	15.0	410	6.7	449	98.0	410	6.7	1.1	
RON8_19	175	0.68	0.8	0.1	0.1	0.0	0.0	570	12.0	549	7.5	655	87.0	549	7.5	3.7	
RON8_20	101	1.05	5.3	0.1	0.3	0.0	0.5	1872	12.0	1862	16.0	1881	23.0	1881	23.0	1.0	
RON8_21	47	1.33	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	329	17.0	309	6.3	430	130.0	309	6.3	6.0	
RON8_22	35	0.87	14.4	0.2	0.5	0.0	0.3	2775	12.0	2435	20.0	3033	20.0	3033	20.0	19.7	
RON8_23	76	0.92	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	134	8.9	135	2.9	120	130.0	135	2.9	1.2	
RON8_24	159	0.91	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	592	8.4	588	5.0	596	42.0	588	5.0	0.6	
RON8_25	195	1.06	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1	420	8.0	405	4.3	495	55.0	405	4.3	3.7	
RON8_26	189	0.61	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	506	13.0	492	5.5	543	68.0	492	5.5	2.7	
RON8_27	27	1.66	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	554	26.0	542	9.1	550	120.0	542	9.1	2.1	

RON8_28	64	0.62	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	657	14.0	647	9.1	661	68.0	647	9.1	1.6	
RON8_29	494	1.14	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	595	8.6	561	7.0	714	37.0	561	7.0	5.7	
RON8_30	155	1.25	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	623	11.0	615	6.6	634	52.0	615	6.6	1.3	
RON8_31	86	2.26	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	620	14.0	603	7.2	662	70.0	603	7.2	2.8	
RON8_32	748	2.72	8.7	0.1	0.4	0.0	0.8	2308	8.5	2307	18.0	2305	9.6	2305	9.6	0.1	
RON8_33	14	0.32	0.8	0.1	0.1	0.0	0.1	595	32.0	596	16.0	550	140.0	596	16.0	0.2	
RON8_34	422	2.85	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	580	5.9	584	4.3	559	32.0	584	4.3	0.7	
RON8_35	173	2.26	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	624	9.1	623	6.8	631	39.0	623	6.8	0.2	
RON8_36	183	0.96	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	639	9.0	647	6.5	609	40.0	647	6.5	1.1	
RON8_37	20	0.82	0.7	0.1	0.1	0.0	0.2	552	30.0	497	19.0	750	150.0	497	19.0	10.0	
RON8_38	91	1.29	4.5	0.1	0.3	0.0	0.5	1734	13.0	1696	17.0	1778	26.0	1778	26.0	4.6	
RON8_39	295	11.16	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	548	7.1	546	4.3	555	37.0	546	4.3	0.4	
RON8_40	229	1.22	10.4	0.1	0.5	0.0	0.6	2472	6.9	2431	13.0	2503	10.0	2503	10.0	2.9	
RON8_42	272	1.33	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	617	7.9	619	6.2	600	38.0	619	6.2	0.3	
RON8_43	878	15.57	4.8	0.1	0.3	0.0	0.8	1787	9.9	1787	18.0	1787	14.0	1787	14.0	0.0	
RON8_44	201	0.86	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	586	9.7	587	5.5	566	49.0	587	5.5	0.1	
RON8_45	61	0.71	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	638	16.0	640	7.9	607	72.0	640	7.9	0.4	
RON8_46	116	1.06	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	956	19.0	923	12.0	1031	51.0	1031	51.0	10.5	
RON8_47	124	0.86	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	733	14.0	728	11.0	738	61.0	728	11.0	0.7	
RON8_48	56	1.01	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	602	20.0	593	10.0	602	95.0	593	10.0	1.5	
RON8_49	159	1.32	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	763	10.0	758	8.8	764	37.0	758	8.8	0.6	
RON8_50	66	1.42	1.3	0.1	0.1	0.0	0.1	836	32.0	836	20.0	820	130.0	836	20.0	0.0	
RON8_51	142	1.47	6.2	0.1	0.4	0.0	0.5	2008	9.1	1986	14.0	2025	19.0	2025	19.0	1.9	
RON8_52	180	2.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.8	504	22.0	494	16.0	679	74.0	494	16.0	2.0	
RON8_53	127	1.04	1.6	0.0	0.2	0.0	0.2	970	10.0	967	9.1	978	33.0	978	33.0	1.2	
RON8_54	53	1.19	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	629	21.0	636	14.0	582	92.0	636	14.0	1.1	
RON8_55	51	0.92	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	634	16.0	637	9.3	600	73.0	637	9.3	0.4	
RON8_56	173	0.82	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	685	9.8	688	7.1	661	48.0	688	7.1	0.4	
RON8_57	106	0.57	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	639	14.0	636	8.8	638	69.0	636	8.8	0.5	
RON8_58	204	6.17	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	572	10.0	571	5.0	564	49.0	571	5.0	0.2	
RON8_59	47	1.59	1.8	0.1	0.2	0.0	0.2	1026	19.0	1026	14.0	1013	63.0	1013	63.0	1.3	
RON8_60	373	1.39	6.2	0.1	0.4	0.0	0.5	2006	8.1	1982	19.0	2027	19.0	2027	19.0	2.2	
RON8_61	512	13.71	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	481	7.8	451	7.0	622	39.0	451	7.0	6.3	
RON8_62	250	1.37	7.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2185	12.0	2184	22.0	2185	17.0	2185	17.0	0.0	
RON8_63	387	1.63	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	785	8.5	777	8.1	802	34.0	777	8.1	1.1	
RON8_64	84	2.53	1.1	0.0	0.1	0.0	0.1	730	19.0	709	9.7	773	74.0	709	9.7	2.8	
RON8_65	266	2.59	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	499	9.2	500	6.5	477	52.0	500	6.5	0.4	
RON8_66	86	0.86	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	657	15.0	642	9.4	722	72.0	642	9.4	2.3	
RON8_67	114	0.86	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	622	11.0	631	7.4	575	55.0	631	7.4	1.5	
RON8_68	79	0.74	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	589	15.0	582	7.4	586	80.0	582	7.4	1.2	
RON8_69	340	2.33	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	591	14.0	592	10.0	576	61.0	592	10.0	0.2	
RON8_70	472	4.28	6.2	0.1	0.4	0.0	0.5	2002	18.0	1994	28.0	2008	27.0	2008	27.0	0.7	
RON8_71	107	1.15	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	641	11.0	637	5.8	639	49.0	637	5.8	0.6	
RON8_72	193	460.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	611	13.0	606	13.0	621	60.0	606	13.0	0.8	R
RON8_72	66	1.71	3.8	0.2	0.3	0.0	0.7	1593	41.0	1555	50.0	1641	67.0	1641	67.0	5.2	C
RON8_73	217	2.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	642	11.0	638	8.6	657	46.0	638	8.6	0.7	
RON8_74	221	3.29	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	673	7.7	679	5.4	649	33.0	679	5.4	0.8	
RON8_75	87	1.29	12.4	0.1	0.5	0.0	0.5	2632	9.2	2650	19.0	2616	15.0	2616	15.0	1.3	
RON8_76	428	1.72	14.1	0.1	0.5	0.0	0.5	2758	9.7	2717	23.0	2786	17.0	2786	17.0	2.5	
RON8_77	244	2.52	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	976	8.7	978	8.8	962	27.0	962	27.0	1.7	
RON8_78	140	1.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	595	9.5	592	5.8	589	48.0	592	5.8	0.5	
RON8_79	370	1.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	603	7.6	603	6.0	590	37.0	603	6.0	0.0	
RON8_80	340	1.95	6.0	0.1	0.4	0.0	0.7	1974	11.0	1959	23.0	1996	20.0	1996	20.0	1.9	
RON8_81	179	1.66	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	693	10.0	691	5.7	685	45.0	691	5.7	0.3	

RON8_82	247	0.73	1.7	0.0	0.2	0.0	0.3	995	13.0	980	14.0	1023	43.0	1023	43.0	4.2
RON8_84	211	1.16	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	641	10.0	631	8.2	668	46.0	631	8.2	1.6
RON8_85	72	1.49	13.0	0.5	0.5	0.0	0.9	2667	35.0	2664	54.0	2672	30.0	2672	30.0	0.3
RON8_86	189	4.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	575	8.8	573	5.2	572	46.0	573	5.2	0.4
RON8_87	308	0.62	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	590	7.1	588	4.6	591	36.0	588	4.6	0.3
RON8_88	221	1.15	7.2	0.1	0.4	0.0	0.5	2136	8.2	2083	14.0	2189	16.0	2189	16.0	4.8
RON8_89	623	7.61	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	634	7.1	587	6.3	795	30.0	587	6.3	7.3
RON8_90	160	1.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	594	9.9	592	6.3	588	50.0	592	6.3	0.3
RON8_91	81	1.25	0.9	0.1	0.1	0.0	0.0	624	17.0	620	7.8	634	82.0	620	7.8	0.6
RON8_92	200	3.71	6.1	0.1	0.4	0.0	0.5	1990	14.0	1960	22.0	2020	25.0	2020	25.0	3.0
RON8_93	223	1.48	6.0	0.1	0.4	0.0	0.6	1982	9.3	1947	16.0	2017	16.0	2017	16.0	3.5
RON8_94	193	1.70	1.7	0.1	0.2	0.0	0.2	1012	21.0	963	14.0	1116	66.0	1116	66.0	13.7
RON8_95	270	2.21	0.7	0.0	0.1	0.0	0.7	542	11.0	495	14.0	755	42.0	495	14.0	8.7
RON8_96	268	0.85	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	955	10.0	931	12.0	1013	28.0	1013	28.0	8.1
RON8_98	59	0.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	609	13.0	607	7.9	605	65.0	607	7.9	0.4
RON8_99	46	1.46	1.3	0.1	0.1	0.0	0.2	825	23.0	835	13.0	778	86.0	835	13.0	1.2
RON8_100	231	1.40	7.6	0.1	0.4	0.0	0.3	2185	10.0	2139	21.0	2229	16.0	2229	16.0	4.0
RON8_101	180	0.94	5.7	0.1	0.3	0.0	0.3	1930	10.0	1927	14.0	1933	21.0	1933	21.0	0.3
RON8_103	100	8.86	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	623	14.0	629	8.8	584	74.0	629	8.8	0.9
RON8_104	17	0.83	0.8	0.1	0.1	0.0	0.1	584	33.0	589	18.0	530	160.0	589	18.0	0.9
RON8_105	86	1.20	6.4	0.1	0.4	0.0	0.7	2034	18.0	2030	37.0	2029	31.0	2029	31.0	0.0
RON8_106	470	1.94	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	578	8.2	555	10.0	666	40.0	555	10.0	3.9
RON8_107	164	2.72	10.1	0.2	0.5	0.0	0.6	2438	19.0	2399	36.0	2464	27.0	2464	27.0	2.6
RON8_108	297	8.04	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	658	17.0	654	17.0	653	65.0	654	17.0	0.6
RON8_108	188	3.27	1.4	0.0	0.1	0.0	0.7	878	20.0	881	23.0	868	53.0	868	53.0	1.5
RON8_109	113	1.04	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	566	15.0	558	9.3	573	78.0	558	9.3	1.3
RON8_110	42	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	587	20.0	589	10.0	557	91.0	589	10.0	0.3
RON8_111	174	1.90	12.2	0.3	0.5	0.0	0.8	2611	24.0	2403	26.0	2776	27.0	2776	27.0	13.4
RON8_112	112	0.88	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	580	11.0	581	6.1	574	58.0	581	6.1	0.1
RON8_113	242	1.99	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	592	9.7	594	7.6	575	44.0	594	7.6	0.3
RON8_114	148	1.34	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	576	9.7	584	5.6	535	51.0	584	5.6	1.3
RON8_115	81	0.79	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	612	20.0	611	9.5	580	100.0	611	9.5	0.2
RON8_116	77	3.22	15.8	0.2	0.6	0.0	0.6	2862	11.0	2866	24.0	2860	16.0	2860	16.0	0.2
RON8_117	43	0.68	4.9	0.1	0.3	0.0	0.2	1801	17.0	1764	17.0	1839	40.0	1839	40.0	4.1
RON8_118	187	3.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	607	9.1	602	7.5	628	50.0	602	7.5	0.9
RON8_119	24	0.73	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	708	23.0	670	13.0	807	96.0	670	13.0	5.4
RON8_120	166	0.86	4.6	0.1	0.3	0.0	0.5	1748	12.0	1751	17.0	1743	24.0	1743	24.0	0.5
RON8_121	46	1.01	5.8	0.1	0.4	0.0	0.2	1941	16.0	1935	26.0	1940	41.0	1940	41.0	0.3
RON8_122	58	1.38	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	790	18.0	782	16.0	797	66.0	782	16.0	1.0
RON8_123	60	0.35	5.9	0.1	0.4	0.0	0.4	1960	19.0	1965	27.0	1955	38.0	1955	38.0	0.5
RON8_124	70	0.60	0.9	0.1	0.1	0.0	0.0	591	18.0	588	10.0	560	84.0	588	10.0	0.5
RON8_125	55	0.95	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	565	17.0	558	9.4	576	93.0	558	9.4	1.2
RON8_126	154	2.10	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	581	13.0	569	7.1	602	62.0	569	7.1	2.2
RON8_127	145	0.89	6.4	0.1	0.4	0.0	0.3	2030	8.5	2027	15.0	2031	21.0	2031	21.0	0.2
RON8_128	240	1.26	5.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1906	9.5	1865	14.0	1954	18.0	1954	18.0	4.6
RON8_129	238	0.79	7.0	0.1	0.4	0.0	0.5	2111	11.0	2057	17.0	2164	20.0	2164	20.0	4.9
RON8_130	39	1.63	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	578	19.0	577	10.0	552	91.0	577	10.0	0.2

R
C

Table 8: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON10

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	$\frac{207}{235}$	2σ error	$\frac{206}{238}$	2σ error	RHO	$\frac{207}{235}$ (Ma)	2σ error	$\frac{206}{238}$ (Ma)	2σ error	$\frac{207}{206}$ (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
RON10_1	275	0.37	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	622	11.0	613	7.1	626	48.0	613	7.1	1.4	

RON10_2	197	1.52	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	621	8.1	614	6.2	639	39.0	614	6.2	1.2
RON10_3	118	0.63	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	575	13.0	566	7.9	587	66.0	566	7.9	1.6
RON10_4	305	2.24	17.3	0.2	0.6	0.0	0.6	2950	8.8	2893	19.0	2989	12.0	2989	12.0	3.2
RON10_5	121	0.82	5.8	0.1	0.3	0.0	0.5	1948	12.0	1918	19.0	1979	22.0	1979	22.0	3.1
RON10_6	192	0.97	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	620	8.8	627	4.9	585	42.0	627	4.9	1.1
RON10_7	333	0.96	5.4	0.1	0.3	0.0	0.4	1888	8.0	1862	14.0	1920	18.0	1920	18.0	3.0
RON10_8	60	1.15	5.4	0.1	0.3	0.0	0.3	1886	13.0	1762	17.0	2026	28.0	2026	28.0	13.0
RON10_9	223	1.58	3.2	0.0	0.2	0.0	0.6	1460	9.2	1402	13.0	1541	19.0	1541	19.0	9.0
RON10_10	104	1.67	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	602	16.0	602	11.0	587	81.0	602	11.0	0.0
RON10_11	106	1.35	3.0	0.1	0.2	0.0	0.2	1397	13.0	1284	13.0	1568	34.0	1568	34.0	18.1
RON10_12	265	1.16	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	552	6.4	529	5.6	641	33.0	529	5.6	4.1
RON10_13	157	0.98	6.1	0.1	0.3	0.0	0.7	1989	11.0	1911	21.0	2078	20.0	2078	20.0	8.0
RON10_14	185	0.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	591	9.2	591	6.1	580	45.0	591	6.1	0.0
RON10_15	265	1.04	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	592	8.4	568	7.1	679	46.0	568	7.1	4.1
RON10_16	460	1.18	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	626	5.0	626	4.2	625	24.0	626	4.2	0.0
RON10_17	269	0.84	4.8	0.1	0.3	0.0	0.5	1789	13.0	1765	22.0	1811	26.0	1811	26.0	2.5
RON10_18	172	2.81	12.8	0.4	0.4	0.0	1.0	2649	30.0	2212	51.0	3008	14.0	3008	14.0	26.5
RON10_19	463	2.85	14.0	0.2	0.5	0.0	0.8	2748	13.0	2582	29.0	2871	14.0	2871	14.0	10.1
RON10_20	280	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	628	8.0	625	6.2	636	35.0	625	6.2	0.4
RON10_21	297	0.74	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	636	11.0	647	6.5	595	46.0	647	6.5	1.7
RON10_22	276	5.57	5.9	0.1	0.3	0.0	0.5	1957	8.8	1851	14.0	2072	16.0	2072	16.0	10.7
RON10_23	306	1.03	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	561	7.8	559	5.2	562	41.0	559	5.2	0.3
RON10_24	175	1.26	10.1	0.1	0.4	0.0	0.8	2438	12.0	2010	21.0	2816	14.0	2816	14.0	28.6
RON10_25	54	1.21	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	631	17.0	628	14.0	621	81.0	628	14.0	0.5
RON10_26	272	0.87	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	530	12.0	505	6.6	629	57.0	505	6.6	4.8
RON10_27	98	2.31	9.5	0.2	0.4	0.0	0.8	2389	20.0	2333	36.0	2440	23.0	2440	23.0	4.4
RON10_28	141	2.68	6.5	0.1	0.4	0.0	0.4	2048	11.0	2042	18.0	2057	22.0	2057	22.0	0.7
RON10_29	366	1.17	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	585	13.0	583	18.0	588	61.0	583	18.0	0.3
RON10_30	170	1.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	619	15.0	613	12.0	632	70.0	613	12.0	1.0
RON10_31	381	2.20	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	600	6.1	597	4.0	606	28.0	597	4.0	0.5
RON10_32	440	1.44	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	679	6.4	678	7.0	683	24.0	678	7.0	0.1
RON10_33	315	2.73	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	301	6.4	302	4.3	281	52.0	302	4.3	0.3
RON10_35	229	5.26	17.0	0.3	0.6	0.0	0.6	2934	18.0	2927	53.0	2945	29.0	2945	29.0	0.6
RON10_36	98	1.27	5.5	0.1	0.3	0.0	0.4	1904	14.0	1911	22.0	1892	31.0	1892	31.0	1.0
RON10_37	152	1.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	594	9.7	602	6.5	545	50.0	602	6.5	1.3
RON10_38	175	2.89	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1029	9.0	1036	9.2	1013	27.0	1013	27.0	2.3
RON10_39	190	1.91	6.3	0.1	0.4	0.0	0.4	2024	7.8	1980	13.0	2071	15.0	2071	15.0	4.4
RON10_40	114	3.76	2.4	0.0	0.2	0.0	0.3	1243	14.0	1238	14.0	1250	35.0	1250	35.0	1.0
RON10_41	239	6.46	6.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2091	12.0	2002	23.0	2181	18.0	2181	18.0	8.2
RON10_45	220	1.10	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1041	10.0	1050	13.0	1028	27.0	1028	27.0	2.1
RON10_46	150	1.45	6.5	0.1	0.4	0.0	0.8	2038	19.0	2001	31.0	2088	20.0	2088	20.0	4.2
RON10_47	589	5.57	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	614	6.5	612	5.6	622	27.0	612	5.6	0.3
RON10_48	187	1.54	16.7	0.2	0.6	0.0	0.7	2916	12.0	2848	29.0	2961	15.0	2961	15.0	3.8
RON10_49	91	2.17	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	552	12.0	556	9.3	522	59.0	556	9.3	0.8
RON10_50	232	1.13	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	630	6.7	637	5.9	608	32.0	637	5.9	1.1
RON10_51	324	2.51	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	641	7.5	643	7.6	640	30.0	643	7.6	0.3
RON10_52	95	1.08	6.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2091	8.9	2101	18.0	2071	18.0	2071	18.0	1.4
RON10_53	185	2.88	2.4	0.0	0.2	0.0	0.8	1245	11.0	1256	13.0	1234	20.0	1234	20.0	1.8
RON10_54	83	1.05	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	637	14.0	634	7.6	641	69.0	634	7.6	0.5
RON10_55	72	1.21	2.7	0.1	0.2	0.0	0.8	1325	18.0	1267	20.0	1423	30.0	1423	30.0	11.0
RON10_56	364	0.06	1.3	0.0	0.1	0.0	0.6	861	7.3	866	7.7	857	20.0	857	20.0	1.0
RON10_57	397	2.55	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	605	7.0	606	7.0	605	29.0	606	7.0	0.3
RON10_58	96	3.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	653	12.0	649	7.3	657	51.0	649	7.3	0.6
RON10_59	208	1.43	1.0	0.0	0.1	0.0	0.7	721	11.0	724	11.0	720	32.0	724	11.0	0.4

RON10_60	331	2.49	2.3	0.0	0.2	0.0	0.7	1222	11.0	1221	14.0	1224	23.0	1224	23.0	0.2	
RON10_61	45	0.51	7.8	0.2	0.4	0.0	0.8	2193	26.0	2078	39.0	2312	31.0	2312	31.0	10.1	
RON10_62	388	5.04	18.2	0.3	0.6	0.0	0.7	2999	16.0	3067	34.0	2958	19.0	2958	19.0	3.7	
RON10_63	298	143.00	6.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2053	8.6	2054	17.0	2056	13.0	2056	13.0	0.1	
RON10_64	492	0.74	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	622	7.4	595	6.4	720	27.0	595	6.4	4.3	
RON10_65	169	1.74	3.0	0.0	0.2	0.0	0.7	1396	10.0	1400	14.0	1391	22.0	1391	22.0	0.6	
RON10_66	782	5.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	578	17.0	552	16.0	689	61.0	552	16.0	4.5	R
RON10_66	691	1.12	3.4	0.0	0.3	0.0	0.7	1499	9.1	1468	14.0	1546	16.0	1546	16.0	5.0	C
RON10_67	349	73.90	18.4	0.2	0.6	0.0	0.7	3006	13.0	3048	30.0	2983	16.0	2983	16.0	2.2	
RON10_68	850	4.84	17.8	0.2	0.6	0.0	0.8	2979	13.0	2873	29.0	3058	15.0	3058	15.0	6.0	
RON10_69	274	6.09	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	803	11.0	794	11.0	833	36.0	794	11.0	1.1	
RON10_70	433	2.63	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	627	7.1	628	7.1	623	30.0	628	7.1	0.2	
RON10_71	168	1.76	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1034	9.1	1040	12.0	1028	27.0	1028	27.0	1.2	
RON10_72	145	1.10	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	587	8.9	568	8.5	663	40.0	568	8.5	3.2	
RON10_73	439	1.58	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	574	9.3	570	12.0	599	37.0	570	12.0	0.7	
RON10_74	85	1.37	7.4	0.1	0.4	0.0	0.7	2164	14.0	2151	23.0	2185	20.0	2185	20.0	1.6	
RON10_75	51	0.52	8.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2277	13.0	2278	22.0	2284	19.0	2284	19.0	0.3	
RON10_76	155	0.83	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	621	9.5	622	7.8	612	40.0	622	7.8	0.2	
RON10_77	372	32.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	599	16.0	610	16.0	566	70.0	610	16.0	1.8	R
RON10_77	148	1.14	5.1	0.1	0.3	0.0	0.5	1842	12.0	1820	20.0	1866	23.0	1866	23.0	2.5	C
RON10_78	111	1.27	5.9	0.1	0.4	0.0	0.6	1958	13.0	1987	19.0	1935	20.0	1935	20.0	2.7	
RON10_80	452	1.25	12.6	0.2	0.4	0.0	0.7	2646	16.0	2283	38.0	2950	21.0	2950	21.0	22.6	
RON10_81	113	1.92	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	621	9.3	622	6.2	607	41.0	622	6.2	0.1	
RON10_82	229	0.81	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	677	9.5	665	8.6	716	38.0	665	8.6	1.7	
RON10_83	254	1.27	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	557	7.5	556	5.9	561	37.0	556	5.9	0.1	
RON10_84	197	1.03	15.4	0.2	0.6	0.0	0.8	2840	11.0	2837	24.0	2847	14.0	2847	14.0	0.4	
RON10_85	639	3.24	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	583	10.0	573	9.7	620	44.0	573	9.7	1.7	
RON10_86	161	2.83	2.3	0.0	0.2	0.0	0.5	1200	8.4	1191	12.0	1222	22.0	1222	22.0	2.5	
RON10_87	574	2.11	10.8	0.5	0.4	0.0	0.7	2499	43.0	2066	84.0	2864	43.0	2864	43.0	27.9	R
RON10_87	406	2.46	18.7	0.7	0.6	0.0	1.0	3013	40.0	2921	72.0	3090	22.0	3090	22.0	5.5	C
RON10_88	59	0.87	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	713	12.0	706	8.4	724	52.0	706	8.4	1.1	
RON10_89	93	0.89	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	640	11.0	645	8.2	614	46.0	645	8.2	0.8	
RON10_90	137	1.78	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	652	9.0	661	8.4	620	38.0	661	8.4	1.3	
RON10_91	40	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	640	15.0	641	9.8	622	69.0	641	9.8	0.1	
RON10_92	163	2.30	6.7	0.1	0.4	0.0	0.8	2068	14.0	2023	23.0	2120	17.0	2120	17.0	4.6	
RON10_93	242	1.54	3.3	0.0	0.3	0.0	0.7	1468	11.0	1475	17.0	1464	20.0	1464	20.0	0.8	
RON10_94	19	2.00	0.6	0.1	0.1	0.0	0.1	498	36.0	481	20.0	510	220.0	481	20.0	3.4	R
RON10_94	125	2.76	5.1	0.2	0.3	0.0	0.9	1811	41.0	1650	53.0	2021	29.0	2021	29.0	18.4	C
RON10_96	179	1.45	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	594	7.9	598	8.4	582	34.0	598	8.4	0.7	
RON10_97	687	9.44	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	626	25.0	580	27.0	806	75.0	580	27.0	7.3	R
RON10_97	200	1.57	4.0	0.1	0.3	0.0	0.7	1638	16.0	1546	26.0	1763	25.0	1763	25.0	12.3	C
RON10_98	484	1.30	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	801	14.0	743	12.0	964	48.0	743	12.0	7.2	
RON10_99	68	1.35	4.6	0.1	0.3	0.0	0.6	1751	11.0	1735	15.0	1773	21.0	1773	21.0	2.1	
RON10_100	433	0.94	1.7	0.0	0.2	0.0	0.7	1023	12.0	1027	15.0	1019	28.0	1019	28.0	0.8	
RON10_101	131	1.73	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	600	18.0	599	16.0	601	68.0	599	16.0	0.2	
RON10_102	163	0.71	4.3	0.1	0.3	0.0	0.9	1693	18.0	1486	29.0	1970	14.0	1970	14.0	24.6	
RON10_103	207	2.90	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	594	8.8	592	7.9	605	39.0	592	7.9	0.5	
RON10_104	234	0.86	5.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1878	9.4	1879	19.0	1874	16.0	1874	16.0	0.3	
RON10_105	456	2.45	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	323	3.7	322	2.5	342	31.0	322	2.5	0.4	
RON10_106	407	8.70	6.2	0.2	0.3	0.0	1.0	1999	25.0	1923	41.0	2085	14.0	2085	14.0	7.8	
RON10_107	262	1.61	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	607	7.5	597	6.4	644	34.0	597	6.4	1.6	
RON10_108	326	1.29	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1031	6.9	1032	7.8	1031	19.0	1031	19.0	0.1	
RON10_109	110	0.68	6.1	0.1	0.4	0.0	0.6	1981	12.0	1965	21.0	2001	16.0	2001	16.0	1.8	
RON10_110	217	1.20	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	639	7.7	633	6.4	649	33.0	633	6.4	0.8	

RON10_112	481	0.77	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	742	7.9	747	7.9	737	25.0	747	7.9	0.8
RON10_113	248	3.10	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	378	11.0	380	6.8	361	75.0	380	6.8	0.4
RON10_114	330	1.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	613	8.4	610	7.6	623	34.0	610	7.6	0.5
RON10_115	215	1.17	12.4	0.2	0.5	0.0	0.9	2629	15.0	2413	28.0	2803	14.0	2803	14.0	13.9
RON10_116	117	1.73	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2089	9.4	2108	20.0	2075	15.0	2075	15.0	1.6
RON10_117	229	1.04	2.3	0.0	0.2	0.0	0.5	1201	8.4	1194	11.0	1214	22.0	1214	22.0	1.6
RON10_118	157	1.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	591	8.0	598	6.1	555	38.0	598	6.1	1.1
RON10_119	147	0.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	610	8.1	619	6.1	573	34.0	619	6.1	1.4
RON10_120	386	0.81	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	640	6.0	630	6.3	670	24.0	630	6.3	1.5
RON10_121	274	1.26	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1030	7.7	1031	8.8	1028	19.0	1028	19.0	0.3
RON10_122	232	1.35	5.9	0.1	0.4	0.0	0.7	1964	8.8	1957	17.0	1972	13.0	1972	13.0	0.8
RON10_123	286	3.04	14.6	0.3	0.5	0.0	0.9	2782	19.0	2540	37.0	2968	13.0	2968	13.0	14.4
RON10_124	96	1.89	3.5	0.0	0.3	0.0	0.5	1522	9.7	1542	16.0	1499	22.0	1499	22.0	2.9
RON10_125	395	2.04	5.6	0.1	0.3	0.0	0.9	1909	18.0	1802	29.0	2028	14.0	2028	14.0	11.1
RON10_127	149	1.47	4.2	0.1	0.3	0.0	0.7	1681	11.0	1630	17.0	1746	19.0	1746	19.0	6.6
RON10_128	368	0.97	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	595	6.8	592	6.3	592	28.0	592	6.3	0.5
RON10_129	758	3.07	8.9	0.1	0.4	0.0	0.9	2321	15.0	2231	23.0	2400	13.0	2400	13.0	7.0
RON10_130	46	0.93	10.8	0.3	0.5	0.0	0.6	2501	20.0	2515	36.0	2490	30.0	2490	30.0	1.0
RON10_131	569	1.17	1.7	0.0	0.2	0.0	0.7	1000	6.8	990	9.6	1017	18.0	1017	18.0	2.7
RON10_132	53	0.90	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	619	22.0	616	15.0	607	98.0	616	15.0	0.5
RON10_133	300	0.50	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	661	9.7	658	10.0	664	35.0	658	10.0	0.5
RON10_134	148	0.77	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	603	21.0	596	19.0	620	100.0	596	19.0	1.2
RON10_134	187	0.95	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	584	11.0	579	7.6	604	47.0	579	7.6	0.8
RON10_135	182	1.27	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	625	7.7	618	6.8	639	32.0	618	6.8	1.2
RON10_136	74	1.29	6.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2058	10.0	2010	17.0	2104	17.0	2104	17.0	4.5
RON10_137	171	4.69	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	583	7.5	585	7.5	569	37.0	585	7.5	0.4

Table 9: HR-ICP-MS U-Pb data for sample RON11

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	207/235 (Ma)	2 σ error	206/238 (Ma)	2 σ error	207/206 (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
RON11_1	208	2.70	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	734	6.8	737	6.1	717	26.0	737	6.1	0.4	
RON11_2	306	1.19	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	627	6.5	624	5.2	633	28.0	624	5.2	0.5	
RON11_3	672	0.31	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	299	6.4	299	4.0	303	51.0	299	4.0	0.0	
RON11_4	159	4.44	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	624	7.9	624	5.9	617	33.0	624	5.9	0.0	
RON11_5	690	0.73	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	496	5.8	482	4.4	546	31.0	482	4.4	2.8	
RON11_6	125	0.96	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1032	9.5	1026	9.2	1039	28.0	1039	28.0	1.2	
RON11_7	24	1.75	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	492	21.0	496	8.4	440	110.0	496	8.4	0.8	
RON11_8	868	2.37	12.6	0.2	0.5	0.0	0.9	2647	13.0	2634	30.0	2653	12.0	2653	12.0	0.7	
RON11_9	182	0.76	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1005	9.7	995	9.2	1025	27.0	1025	27.0	3.0	
RON11_10	1259	5.97	0.3	0.0	0.0	0.0	0.8	255	4.8	244	4.6	347	31.0	244	4.6	4.1	
RON11_11	976	3.11	0.4	0.0	0.1	0.0	0.4	341	4.9	345	4.5	307	35.0	345	4.5	1.2	
RON11_12	469	3.36	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	542	4.7	536	4.4	565	24.0	536	4.4	1.0	
RON11_13	308	1.71	8.8	0.1	0.4	0.0	0.8	2319	10.0	2108	16.0	2510	11.0	2510	11.0	16.0	
RON11_14	527	0.62	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	689	4.7	685	4.4	699	19.0	685	4.4	0.6	
RON11_15	189	2.65	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	581	8.1	578	4.6	579	36.0	578	4.6	0.5	
RON11_16	449	1.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	674	8.5	660	9.1	714	27.0	660	9.1	2.0	
RON11_17	388	2.21	17.4	0.2	0.5	0.0	0.9	2953	13.0	2786	25.0	3076	9.5	3076	9.5	9.4	
RON11_18	492	2.39	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	497	6.3	492	4.5	510	38.0	492	4.5	1.1	
RON11_19	120	0.96	1.6	0.0	0.2	0.0	0.3	963	13.0	937	10.0	1019	40.0	1019	40.0	8.0	
RON11_20	366	1.58	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	573	5.4	564	3.8	610	28.0	564	3.8	1.6	
RON11_21	289	3.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	586	7.6	583	7.5	593	34.0	583	7.5	0.5	
RON11_22	96	1.20	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	661	9.5	658	6.1	664	41.0	658	6.1	0.4	

RON11_23	355	1.92	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	618	6.3	609	5.7	650	28.0	609	5.7	1.5
RON11_24	122	1.17	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	786	12.0	799	9.3	739	41.0	799	9.3	1.6
RON11_25	1382	2.75	1.6	0.0	0.2	0.0	0.9	965	12.0	923	16.0	1059	18.0	1059	18.0	12.8
RON11_26	202	4.06	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	501	7.7	496	5.7	516	45.0	496	5.7	1.2
RON11_27	204	1.73	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	616	6.7	615	4.7	620	27.0	615	4.7	0.2
RON11_28	185	6.32	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	568	8.2	545	6.1	639	45.0	545	6.1	4.1
RON11_29	752	0.84	4.8	0.0	0.3	0.0	0.7	1791	6.3	1578	12.0	2049	10.0	2049	10.0	23.0
RON11_30	347	6.21	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	450	7.4	442	5.7	489	34.0	442	5.7	1.9
RON11_31	274	1.56	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1063	5.4	1057	6.7	1067	18.0	1067	18.0	0.9
RON11_32	292	2.56	3.3	0.0	0.2	0.0	0.6	1491	9.3	1323	12.0	1728	20.0	1728	20.0	23.4
RON11_33	208	2.00	1.3	0.0	0.1	0.0	0.3	840	8.2	844	6.9	826	26.0	844	6.9	0.4
RON11_34	672	1.98	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	353	3.2	350	2.5	364	27.0	350	2.5	0.8
RON11_35	491	1.41	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	656	9.5	652	7.2	660	40.0	652	7.2	0.6
RON11_36	15	2.60	18.0	0.5	0.6	0.0	0.7	2986	24.0	3030	49.0	2953	37.0	2953	37.0	2.6
RON11_37	30	1.58	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	686	18.0	682	8.0	673	80.0	682	8.0	0.6
RON11_38	154	1.20	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	736	12.0	730	10.0	754	48.0	730	10.0	0.8
RON11_39	1035	2.04	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	286	3.4	276	2.3	356	31.0	276	2.3	3.2
RON11_40	733	14.00	4.9	0.1	0.3	0.0	0.7	1810	8.9	1717	16.0	1914	14.0	1914	14.0	10.3
RON11_41	521	1.74	9.5	0.2	0.4	0.0	0.8	2380	15.0	2241	28.0	2497	18.0	2497	18.0	10.3
RON11_42	46	2.18	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	453	16.0	453	7.4	441	97.0	453	7.4	0.0
RON11_43	174	2.72	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	734	13.0	734	10.0	750	49.0	734	10.0	0.0
RON11_44	162	1.37	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1004	9.5	1017	9.8	973	27.0	973	27.0	4.5
RON11_45	127	0.78	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	576	8.3	578	5.2	566	43.0	578	5.2	0.5
RON11_46	375	2.68	6.1	0.1	0.4	0.0	0.7	1983	7.4	1950	13.0	2018	11.0	2018	11.0	3.4
RON11_47	952	2.67	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	604	5.7	598	6.4	628	24.0	598	6.4	1.0
RON11_49	1275	1.73	5.3	0.0	0.3	0.0	0.6	1867	7.4	1823	15.0	1919	13.0	1919	13.0	5.0
RON11_50	320	1.42	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	462	5.7	457	3.6	494	30.0	457	3.6	1.2
RON11_51	673	1.54	8.9	0.2	0.4	0.0	1.0	2321	21.0	2038	34.0	2587	11.0	2587	11.0	21.2
RON11_52	40	0.73	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	583	18.0	577	8.7	580	81.0	577	8.7	1.0
RON11_53	379	2.50	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	678	5.3	675	4.8	690	22.0	675	4.8	0.6
RON11_54	463	1.06	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	565	4.7	560	3.9	590	21.0	560	3.9	0.9
RON11_55	696	2.30	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	554	4.0	545	4.0	591	19.0	545	4.0	1.6
RON11_58	56	1.21	6.4	0.1	0.4	0.0	0.5	2027	9.5	2010	16.0	2047	18.0	2047	18.0	1.8
RON11_59	1602	9.04	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	641	5.5	628	6.1	685	22.0	628	6.1	2.0
RON11_60	414	1.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	545	5.1	542	4.0	560	25.0	542	4.0	0.6
RON11_62	220	2.18	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	287	5.4	290	3.0	258	45.0	290	3.0	1.1
RON11_63	468	5.24	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	637	11.0	625	9.5	687	37.0	625	9.5	1.8
RON11_64	691	8.61	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	571	5.4	567	5.6	583	22.0	567	5.6	0.6
RON11_65	132	2.91	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	589	7.5	592	5.5	576	37.0	592	5.5	0.4
RON11_66	786	3.44	11.7	0.2	0.4	0.0	0.6	2576	12.0	2362	40.0	2738	24.0	2738	24.0	13.7
RON11_67	347	1.76	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	801	6.5	799	7.0	805	23.0	799	7.0	0.2
RON11_68	382	2.29	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	274	3.9	261	2.6	394	42.0	261	2.6	5.1
RON11_69	222	3.15	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	631	7.2	631	7.3	629	29.0	631	7.3	0.0
RON11_70	451	1.26	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	563	10.0	566	8.3	550	49.0	566	8.3	0.5
RON11_71	85	1.03	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	946	11.0	954	14.0	939	43.0	939	43.0	1.6
RON11_73	131	1.42	11.9	0.1	0.5	0.0	0.7	2599	8.5	2513	18.0	2671	12.0	2671	12.0	5.9
RON11_74	264	4.27	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	570	9.5	559	7.5	613	41.0	559	7.5	1.9
RON11_75	314	3.41	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	673	6.3	664	5.6	701	25.0	664	5.6	1.4
RON11_76	94	2.13	5.6	0.1	0.3	0.0	0.3	1918	9.0	1915	14.0	1923	20.0	1923	20.0	0.4
RON11_77	701	2.21	10.9	0.3	0.4	0.0	1.0	2509	26.0	2234	51.0	2750	11.0	2750	11.0	18.8
RON11_78	334	2.47	3.5	0.0	0.2	0.0	0.7	1532	9.9	1328	12.0	1831	17.0	1831	17.0	27.5
RON11_79	182	1.36	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	594	7.8	580	4.7	641	38.0	580	4.7	2.3
RON11_80	282	1.36	1.4	0.0	0.1	0.0	0.5	893	7.5	879	8.3	930	25.0	930	25.0	5.5
RON11_81	138	1.02	10.5	0.1	0.5	0.0	0.7	2479	10.0	2416	21.0	2533	13.0	2533	13.0	4.6

RON11_82	255	1.67	6.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2091	7.4	2078	13.0	2105	12.0	2105	12.0	1.3	
RON11_83	248	0.85	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	642	8.3	643	7.6	637	32.0	643	7.6	0.2	
RON11_84	889	2.62	6.0	0.1	0.4	0.0	0.8	1975	8.3	1977	16.0	1972	10.0	1972	10.0	0.3	
RON11_85	376	1.16	10.9	0.1	0.5	0.0	0.6	2511	6.0	2513	13.0	2509	9.9	2509	9.9	0.2	
RON11_86	1000	30.50	0.4	0.0	0.1	0.0	0.5	344	3.9	345	3.3	343	28.0	345	3.3	0.1	
RON11_87	153	0.68	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1008	12.0	991	12.0	1060	39.0	1060	39.0	6.5	
RON11_88	475	2.46	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	540	7.2	538	5.3	541	33.0	538	5.3	0.5	
RON11_89	272	1.36	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	970	6.7	969	6.3	964	21.0	964	21.0	0.5	
RON11_90	300	2.90	14.4	0.1	0.5	0.0	0.8	2776	7.7	2715	18.0	2821	8.8	2821	8.8	3.7	
RON11_91	106	0.98	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2079	14.0	2067	28.0	2096	25.0	2096	25.0	1.4	
RON11_92	977	22.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	670	8.2	661	9.2	696	26.0	661	9.2	1.3	
RON11_93	443	0.95	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	612	11.0	613	11.0	613	35.0	613	11.0	0.2	
RON11_94	605	1.11	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	453	4.5	455	3.2	451	25.0	455	3.2	0.3	
RON11_95	45	0.88	10.6	0.1	0.5	0.0	0.5	2483	12.0	2482	21.0	2485	22.0	2485	22.0	0.1	
RON11_96	170	1.66	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	661	7.9	656	6.9	680	35.0	656	6.9	0.7	
RON11_97	381	32.40	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	553	13.0	550	9.2	559	61.0	550	9.2	0.6	R
RON11_97	446	3.21	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	965	7.8	936	8.3	1030	22.0	1030	22.0	9.1	C
RON11_98	180	0.54	11.2	0.2	0.4	0.0	0.8	2541	16.0	2376	37.0	2673	16.0	2673	16.0	11.1	
RON11_99	268	1.77	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	667	11.0	651	8.1	717	39.0	651	8.1	2.4	
RON11_100	205	1.59	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	666	7.8	664	5.6	675	34.0	664	5.6	0.4	
RON11_101	610	3.56	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	552	7.3	536	8.2	626	34.0	536	8.2	2.9	
RON11_102	100	1.46	1.4	0.0	0.1	0.0	0.5	886	9.5	886	7.6	890	32.0	890	32.0	0.5	
RON11_103	1011	5.46	0.3	0.0	0.0	0.0	0.5	274	3.5	268	2.9	323	30.0	268	2.9	2.2	
RON11_104	534	92.60	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	639	5.9	641	4.8	627	27.0	641	4.8	0.4	
RON11_105	411	5.42	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	451	15.0	444	9.0	481	89.0	444	9.0	1.5	R
RON11_105	50	0.55	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	785	19.0	790	14.0	767	65.0	790	14.0	0.6	C
RON11_106	102	0.80	2.0	0.0	0.2	0.0	0.3	1107	14.0	1110	13.0	1116	42.0	1116	42.0	0.5	
RON11_107	279	1.78	1.1	0.0	0.1	0.0	0.8	730	14.0	737	17.0	718	33.0	737	17.0	1.0	
RON11_108	256	6.02	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	789	13.0	760	12.0	864	39.0	760	12.0	3.7	
RON11_110	142	1.22	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1052	8.8	1072	9.1	1015	28.0	1015	28.0	5.6	
RON11_111	97	1.95	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	806	12.0	805	8.3	803	45.0	805	8.3	0.1	
RON11_113	123	1.01	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	658	8.4	657	5.1	668	38.0	657	5.1	0.2	
RON11_114	121	0.96	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	689	11.0	691	8.4	685	44.0	691	8.4	0.3	
RON11_115	128	1.26	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	613	9.9	605	7.1	644	44.0	605	7.1	1.4	
RON11_116	241	2.04	4.9	0.1	0.3	0.0	0.7	1798	11.0	1706	16.0	1914	17.0	1914	17.0	10.9	
RON11_117	394	1.51	1.6	0.0	0.2	0.0	0.7	950	10.0	942	11.0	979	26.0	979	26.0	3.8	
RON11_118	60	0.91	6.8	0.1	0.4	0.0	0.8	2079	14.0	2030	18.0	2132	28.0	2132	28.0	4.8	
RON11_119	34	0.95	13.5	0.2	0.5	0.0	0.6	2714	12.0	2713	21.0	2712	19.0	2712	19.0	0.0	
RON11_121	585	4.38	1.5	0.0	0.2	0.0	0.7	935	7.6	905	7.5	1014	20.0	1014	20.0	10.7	
RON11_122	1340	111.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	632	9.4	640	11.0	607	39.0	640	11.0	1.2	R
RON11_122	161	1.41	1.4	0.0	0.1	0.0	0.6	886	9.4	899	9.2	855	32.0	855	32.0	5.2	C
RON11_123	69	0.98	5.6	0.1	0.3	0.0	0.6	1918	11.0	1923	15.0	1917	20.0	1917	20.0	0.3	
RON11_124	544	7.50	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	473	4.3	477	2.8	455	27.0	477	2.8	0.9	
RON11_125	326	5.37	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	508	10.0	506	6.9	511	61.0	506	6.9	0.4	
RON11_126	400	1.83	6.4	0.1	0.4	0.0	0.7	2027	7.5	2031	15.0	2027	12.0	2027	12.0	0.2	
RON11_127	75	0.44	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	630	19.0	623	12.0	637	77.0	623	12.0	1.1	
RON11_128	110	1.17	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1024	9.2	1023	7.2	1031	28.0	1031	28.0	0.8	
RON11_129	82	0.40	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	625	11.0	611	6.9	667	53.0	611	6.9	2.3	
RON11_130	652	10.72	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	564	6.0	560	5.9	579	30.0	560	5.9	0.7	
RON11_131	252	1.35	1.6	0.0	0.2	0.0	0.3	973	7.0	983	7.4	954	25.0	954	25.0	3.0	
RON11_132	589	2.21	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	299	4.0	300	2.7	284	33.0	300	2.7	0.5	
RON11_133	893	8.03	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	952	7.8	931	9.1	1006	22.0	1006	22.0	7.4	
RON11_134	186	4.51	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	500	7.8	507	4.7	457	41.0	507	4.7	1.5	
RON11_135	217	0.54	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	576	8.1	573	6.9	591	32.0	573	6.9	0.6	

Table 9: HR-ICP-MS U-Pb data for sample CPG1

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
CPG1_1	107	1.89	6.3	0.1	0.4	0.0	0.3	2021	7.7	2026	13.0	2017	17.0	2017	17.0	0.4	
CPG1_2	38	1.22	5.0	0.1	0.3	0.0	0.2	1810	17.0	1683	19.0	1963	40.0	1963	40.0	14.3	
CPG1_3	309	2.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	621	6.6	612	5.8	650	29.0	612	5.8	1.4	
CPG1_4	426	1.41	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	278	4.3	274	2.5	298	41.0	274	2.5	1.4	
CPG1_5	458	0.63	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	645	4.7	642	4.6	655	22.0	642	4.6	0.5	
CPG1_6	98	0.81	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	611	14.0	604	7.0	623	73.0	604	7.0	1.2	
CPG1_7	355	8.90	6.0	0.0	0.4	0.0	0.7	1983	6.2	1967	10.0	2000	10.0	2000	10.0	1.7	
CPG1_8	140	1.01	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	627	9.5	622	6.6	638	45.0	622	6.6	0.7	
CPG1_9	66	2.97	1.2	0.1	0.1	0.0	0.1	787	23.0	795	11.0	737	75.0	795	11.0	1.0	
CPG1_10	88	0.62	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1	424	11.0	425	4.5	398	66.0	425	4.5	0.1	
CPG1_11	99	1.35	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	643	12.0	644	8.5	631	59.0	644	8.5	0.1	
CPG1_12	41	0.48	5.1	0.1	0.3	0.0	0.4	1830	14.0	1815	18.0	1842	27.0	1842	27.0	1.5	
CPG1_13	313	1.94	6.7	0.1	0.4	0.0	0.6	2074	8.5	2009	16.0	2138	14.0	2138	14.0	6.0	
CPG1_14	48	0.81	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	675	14.0	662	8.5	698	66.0	662	8.5	1.9	
CPG1_15	73	0.76	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	628	12.0	611	6.8	672	64.0	611	6.8	2.7	
CPG1_16	273	1.27	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	537	5.8	531	4.9	551	33.0	531	4.9	1.1	
CPG1_17	235	2.05	5.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1892	13.0	1766	20.0	2041	20.0	2041	20.0	13.5	
CPG1_18	243	4.16	6.4	0.1	0.4	0.0	0.5	2033	7.5	2046	12.0	2019	14.0	2019	14.0	1.3	
CPG1_19	430	53.00	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	563	14.0	544	22.0	640	120.0	544	22.0	3.4	R
CPG1_19	151	0.76	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	783	10.0	779	8.2	795	36.0	779	8.2	0.5	C
CPG1_20	84	1.14	4.7	0.1	0.3	0.0	0.9	1756	20.0	1537	25.0	2029	21.0	2029	21.0	24.2	
CPG1_23	85	1.42	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	629	9.4	625	6.0	624	46.0	625	6.0	0.5	
CPG1_24	148	1.22	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	562	6.4	554	4.2	585	35.0	554	4.2	1.4	
CPG1_25	134	1.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	595	7.9	597	5.7	579	38.0	597	5.7	0.3	
CPG1_26	521	0.99	5.1	0.0	0.3	0.0	0.6	1839	7.6	1759	14.0	1929	13.0	1929	13.0	8.8	
CPG1_27	309	1.20	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	620	5.9	593	5.2	713	27.0	593	5.2	4.2	
CPG1_28	71	0.71	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	329	16.0	327	5.5	330	110.0	327	5.5	0.7	
CPG1_29	171	1.19	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	620	6.9	627	4.6	588	30.0	627	4.6	1.0	
CPG1_30	426	2.80	9.1	0.2	0.4	0.0	0.8	2343	16.0	2198	28.0	2472	16.0	2472	16.0	11.1	
CPG1_31	111	3.53	5.8	0.1	0.4	0.0	0.5	1951	9.4	1935	15.0	1963	19.0	1963	19.0	1.4	
CPG1_32	121	1.51	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1031	10.0	1031	8.8	1024	29.0	1024	29.0	0.7	
CPG1_33	771	29.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	648	17.0	616	16.0	755	75.0	616	16.0	4.9	R
CPG1_33	168	1.29	4.5	0.1	0.3	0.0	0.4	1739	10.0	1705	16.0	1783	22.0	1783	22.0	4.4	C
CPG1_34	170	5.87	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	558	10.0	556	5.6	552	54.0	556	5.6	0.4	
CPG1_35	278	1.18	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	629	8.5	635	5.2	605	37.0	635	5.2	1.0	
CPG1_37	196	2.28	10.2	0.1	0.4	0.0	0.6	2450	12.0	2258	20.0	2628	15.0	2628	15.0	14.1	
CPG1_38	236	2.32	9.3	0.1	0.4	0.0	0.8	2370	12.0	2266	24.0	2462	12.0	2462	12.0	8.0	
CPG1_39	227	3.49	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	545	8.4	540	8.5	558	43.0	540	8.5	0.9	
CPG1_40	203	1.39	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	618	8.7	613	6.9	629	39.0	613	6.9	0.8	
CPG1_41	65	1.29	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	651	13.0	648	11.0	640	62.0	648	11.0	0.5	
CPG1_42	35	1.40	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	625	14.0	623	7.4	599	68.0	623	7.4	0.3	
CPG1_43	193	0.72	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	652	7.5	656	5.5	624	32.0	656	5.5	0.5	
CPG1_46	218	110.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	647	22.0	621	18.0	724	86.0	621	18.0	4.0	R
CPG1_46	81	1.05	1.7	0.0	0.2	0.0	0.2	993	9.6	980	8.6	1001	36.0	1001	36.0	2.1	C
CPG1_47	150	2.21	2.3	0.0	0.2	0.0	0.3	1217	9.4	1219	10.0	1207	23.0	1207	23.0	1.0	
CPG1_48	105	1.14	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	764	12.0	760	9.9	768	52.0	760	9.9	0.5	
CPG1_49	241	3.18	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	665	6.1	664	5.5	655	29.0	664	5.5	0.1	
CPG1_50	520	1.78	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	664	7.1	665	5.8	643	30.0	665	5.8	0.2	
CPG1_52	299	2.24	15.3	0.1	0.5	0.0	0.7	2831	7.2	2817	17.0	2830	9.3	2830	9.3	0.5	

CPG1_53	49	5.52	5.9	0.1	0.3	0.0	0.4	1954	10.0	1918	14.0	1979	21.0	1979	21.0	3.1	
CPG1_54	684	2.04	2.3	0.0	0.2	0.0	0.7	1198	11.0	1193	14.0	1187	23.0	1187	23.0	0.5	
CPG1_55	163	0.95	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	636	8.2	636	5.1	616	38.0	636	5.1	0.0	
CPG1_56	236	0.92	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	647	6.6	649	6.4	619	32.0	649	6.4	0.3	
CPG1_58	71	1.13	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	604	12.0	592	7.5	615	55.0	592	7.5	2.0	
CPG1_59	104	1.39	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	585	9.9	585	7.5	557	51.0	585	7.5	0.0	
CPG1_60	36	1.01	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	547	14.0	546	7.6	518	74.0	546	7.6	0.1	
CPG1_62	113	1.61	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	606	9.1	593	5.3	624	41.0	593	5.3	2.1	
CPG1_63	193	8.04	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	634	16.0	612	12.0	688	67.0	612	12.0	3.5	
CPG1_64	296	2.07	2.4	0.0	0.2	0.0	0.5	1255	6.9	1261	7.8	1227	16.0	1227	16.0	2.7	
CPG1_65	385	3.90	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	649	9.3	629	6.1	694	39.0	629	6.1	3.1	
CPG1_66	127	2.02	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	681	10.0	671	7.3	681	43.0	671	7.3	1.4	
CPG1_67	241	1.33	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	559	7.1	562	5.0	532	35.0	562	5.0	0.4	
CPG1_68	67	1.85	7.5	0.2	0.4	0.0	0.7	2166	25.0	2014	40.0	2308	37.0	2308	37.0	12.7	
CPG1_69	297	2.59	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	661	11.0	647	8.9	694	43.0	647	8.9	2.1	
CPG1_70	41	0.27	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2080	14.0	2067	23.0	2084	22.0	2084	22.0	0.8	
CPG1_71	122	4.46	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	760	12.0	752	9.5	773	45.0	752	9.5	1.1	
CPG1_72	405	8.19	4.3	0.0	0.3	0.0	0.7	1701	9.3	1530	12.0	1913	14.0	1913	14.0	20.0	
CPG1_73	543	7.14	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	615	6.7	609	6.2	623	33.0	609	6.2	1.0	
CPG1_75	79	0.45	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	561	11.0	558	5.6	558	54.0	558	5.6	0.5	
CPG1_76	40	3.09	3.0	0.1	0.2	0.0	0.1	1392	14.0	1369	13.0	1419	40.0	1419	40.0	3.5	
CPG1_77	422	0.84	14.3	0.2	0.5	0.0	0.8	2770	11.0	2553	25.0	2929	13.0	2929	13.0	12.8	
CPG1_78	198	1.43	2.4	0.0	0.2	0.0	0.5	1231	7.8	1211	8.6	1262	19.0	1262	19.0	4.1	
CPG1_79	190	1.46	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	574	11.0	576	7.3	553	50.0	576	7.3	0.3	
CPG1_80	344	9.24	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	609	6.1	606	5.2	606	26.0	606	5.2	0.4	
CPG1_81	124	2.23	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	985	11.0	990	13.0	968	30.0	968	30.0	2.3	
CPG1_82	211	1.46	11.6	0.1	0.5	0.0	0.7	2569	9.2	2480	22.0	2638	13.0	2638	13.0	6.0	
CPG1_83	94	0.84	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	645	10.0	622	7.2	713	49.0	622	7.2	3.6	
CPG1_84	65	1.26	1.1	0.0	0.1	0.0	0.1	746	15.0	732	11.0	764	63.0	732	11.0	1.9	
CPG1_85	132	1.12	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	600	8.3	575	6.8	684	41.0	575	6.8	4.2	
CPG1_86	52	0.80	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	608	12.0	605	7.3	590	60.0	605	7.3	0.4	
CPG1_88	353	1.56	1.5	0.0	0.2	0.0	0.5	935	7.4	925	7.7	958	24.0	958	24.0	3.4	
CPG1_90	270	2.56	2.5	0.0	0.2	0.0	0.5	1260	7.5	1278	9.6	1222	18.0	1222	18.0	4.6	
CPG1_91	336	1.41	6.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2055	7.0	1982	12.0	2125	13.0	2125	13.0	6.7	
CPG1_92	191	0.71	5.0	0.0	0.3	0.0	0.6	1823	7.6	1822	13.0	1816	16.0	1816	16.0	0.3	
CPG1_93	648	33.30	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	565	7.4	550	7.8	624	35.0	550	7.8	2.6	
CPG1_94	173	0.95	2.4	0.0	0.2	0.0	0.4	1230	6.7	1222	8.1	1233	19.0	1233	19.0	0.9	
CPG1_95	114	0.80	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	638	9.6	627	5.6	663	45.0	627	5.6	1.6	
CPG1_96	184	1.86	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	595	9.2	595	7.9	587	42.0	595	7.9	0.1	
CPG1_97	499	3.10	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	663	5.0	665	4.2	651	21.0	665	4.2	0.2	
CPG1_98	472	2.49	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1788	12.0	1775	22.0	1793	22.0	1793	22.0	1.0	
CPG1_99	1039	5.21	5.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1899	17.0	1900	30.0	1893	25.0	1893	25.0	0.4	
CPG1_100	190	0.69	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	717	8.1	721	7.6	702	31.0	721	7.6	0.6	
CPG1_101	123	1.34	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	567	9.7	573	6.7	531	53.0	573	6.7	1.1	
CPG1_102	710	3.70	13.3	0.4	0.5	0.0	0.4	2710	33.0	2474	57.0	2888	53.0	2888	53.0	14.3	R
CPG1_102	149	2.50	29.4	0.3	0.7	0.0	0.7	3466	9.5	3412	28.0	3495	12.0	3495	12.0	2.4	C
CPG1_103	660	15.60	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	643	18.0	629	13.0	682	63.0	629	13.0	2.2	
CPG1_104	205	0.79	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	627	8.2	618	5.8	641	35.0	618	5.8	1.6	
CPG1_105	275	1.94	6.3	0.1	0.4	0.0	0.5	2010	9.7	1950	15.0	2069	18.0	2069	18.0	5.8	
CPG1_106	48	3.76	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	536	13.0	539	8.0	503	67.0	539	8.0	0.5	
CPG1_108	119	1.32	6.6	0.1	0.4	0.0	0.4	2056	9.2	2022	15.0	2091	18.0	2091	18.0	3.3	
CPG1_109	98	0.91	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	689	11.0	698	7.2	653	48.0	698	7.2	1.2	
CPG1_110	260	1.55	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	592	13.0	588	7.9	584	61.0	588	7.9	0.7	
CPG1_111	162	1.27	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	634	8.9	638	5.4	609	41.0	638	5.4	0.6	

CPG1_112	274	1.15	2.3	0.0	0.2	0.0	0.5	1197	6.4	1195	7.7	1197	17.0	1197	17.0	0.1
CPG1_113	230	2.83	7.2	0.1	0.4	0.0	0.7	2132	6.6	2114	14.0	2151	12.0	2151	12.0	1.7
CPG1_114	63	1.55	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	751	12.0	758	8.2	717	49.0	758	8.2	0.9
CPG1_115	273	3.15	5.0	0.1	0.3	0.0	0.7	1817	10.0	1808	17.0	1821	19.0	1821	19.0	0.7
CPG1_116	76	0.34	2.4	0.0	0.2	0.0	0.1	1235	11.0	1247	11.0	1214	30.0	1214	30.0	2.7
CPG1_117	94	0.99	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	603	9.6	602	6.5	591	48.0	602	6.5	0.2
CPG1_118	252	0.70	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	584	7.0	573	5.3	625	34.0	573	5.3	1.9
CPG1_119	108	2.46	9.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2421	11.0	2356	22.0	2474	14.0	2474	14.0	4.8
CPG1_120	178	1.06	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	629	6.8	628	4.8	626	33.0	628	4.8	0.2
CPG1_121	379	2.61	1.7	0.0	0.2	0.0	0.6	1025	6.4	1036	7.0	1001	16.0	1001	16.0	3.5
CPG1_122	267	1.04	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	560	6.0	558	4.2	565	31.0	558	4.2	0.4
CPG1_123	234	1.89	6.1	0.1	0.4	0.0	0.6	1987	7.1	1990	14.0	1984	13.0	1984	13.0	0.3
CPG1_125	140	0.65	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	452	8.8	440	5.1	515	55.0	440	5.1	2.7
CPG1_127	440	1.35	6.1	0.0	0.4	0.0	0.7	1988	5.7	1990	13.0	1986	9.5	1986	9.5	0.2
CPG1_128	86	0.91	7.9	0.1	0.4	0.0	0.5	2213	8.7	2153	11.0	2273	15.0	2273	15.0	5.3
CPG1_129	57	0.68	14.4	0.1	0.5	0.0	0.6	2774	8.6	2806	18.0	2751	14.0	2751	14.0	2.0
CPG1_130	41	2.16	7.6	0.1	0.4	0.0	0.5	2177	12.0	2199	21.0	2159	22.0	2159	22.0	1.9
CPG1_131	91	0.98	7.1	0.1	0.4	0.0	0.4	2118	11.0	2118	20.0	2116	22.0	2116	22.0	0.1
CPG1_132	211	4.45	1.7	0.0	0.2	0.0	0.3	1013	6.9	1013	6.4	1014	22.0	1014	22.0	0.1
CPG1_134	45	0.44	6.2	0.1	0.4	0.0	0.5	1997	14.0	2014	17.0	1985	26.0	1985	26.0	1.5
CPG1_135	292	5.48	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	669	5.7	666	4.1	684	26.0	666	4.1	0.5

Table 10: HR-ICP-MS U-Pb data for sample CPG2

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2 σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2 σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
CPG2_1	57	18.30	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	562	26.0	515	10.0	740	130.0	515	10.0	8.4	R
CPG2_1	36	0.69	4.4	0.1	0.3	0.0	0.6	1700	23.0	1622	35.0	1803	43.0	1803	43.0	10.0	C
CPG2_2	38	1.18	10.8	0.1	0.5	0.0	0.6	2507	12.0	2491	24.0	2517	19.0	2517	19.0	1.0	
CPG2_3	179	0.70	5.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1890	8.4	1899	14.0	1872	14.0	1872	14.0	1.4	
CPG2_4	334	0.93	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	803	6.3	806	7.2	784	23.0	806	7.2	0.4	
CPG2_5	222	2.42	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	698	6.9	691	6.0	713	26.0	691	6.0	1.0	
CPG2_6	96	1.10	1.5	0.0	0.2	0.0	0.6	928	12.0	931	14.0	913	34.0	913	34.0	2.0	
CPG2_8	158	0.91	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	513	11.0	510	6.5	527	58.0	510	6.5	0.7	
CPG2_9	325	2.56	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	626	7.8	625	7.9	623	32.0	625	7.9	0.1	
CPG2_10	52	0.91	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	633	17.0	636	8.5	585	76.0	636	8.5	0.5	
CPG2_13	116	1.31	7.6	0.1	0.4	0.0	0.8	2185	14.0	2185	26.0	2180	18.0	2180	18.0	0.2	
CPG2_14	432	2.27	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	567	11.0	534	8.9	703	49.0	534	8.9	5.8	R
CPG2_14	307	0.99	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	774	9.4	735	8.1	889	31.0	735	8.1	5.0	C
CPG2_15	253	12.10	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	598	13.0	552	9.0	782	63.0	552	9.0	7.6	
CPG2_16	160	1.50	1.9	0.0	0.2	0.0	0.6	1075	9.8	1080	13.0	1065	25.0	1065	25.0	1.4	
CPG2_17	1082	18.20	1.1	0.1	0.1	0.0	0.4	730	29.0	711	23.0	790	110.0	711	23.0	2.6	R
CPG2_17	444	2.16	5.5	0.1	0.3	0.0	0.9	1902	19.0	1895	32.0	1901	17.0	1901	17.0	0.3	C
CPG2_18	295	2.41	1.5	0.0	0.2	0.0	0.5	938	8.0	943	11.0	923	28.0	923	28.0	2.2	
CPG2_19	164	2.29	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	657	9.1	654	7.0	654	39.0	654	7.0	0.4	
CPG2_20	114	0.97	5.5	0.1	0.3	0.0	0.8	1905	9.1	1893	17.0	1914	17.0	1914	17.0	1.1	
CPG2_21	1037	2.32	0.7	0.0	0.1	0.0	0.7	544	10.0	510	12.0	683	37.0	510	12.0	6.3	
CPG2_22	111	0.77	5.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1890	13.0	1906	22.0	1867	19.0	1867	19.0	2.1	
CPG2_24	51	0.79	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	628	14.0	622	8.1	620	63.0	622	8.1	0.9	
CPG2_25	233	1.78	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	803	8.6	812	7.2	759	31.0	812	7.2	1.1	
CPG2_26	219	2.08	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	591	7.3	585	6.1	596	35.0	585	6.1	0.9	
CPG2_27	154	1.40	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1032	9.4	1029	9.7	1026	26.0	1026	26.0	0.3	
CPG2_28	167	1.55	6.0	0.1	0.4	0.0	0.6	1972	9.3	1952	15.0	1993	16.0	1993	16.0	2.1	

CPG2_30	166	1.67	11.1	0.1	0.5	0.0	0.6	2529	9.3	2501	15.0	2545	13.0	2545	13.0	1.7
CPG2_31	244	1.95	6.3	0.1	0.3	0.0	0.7	2010	17.0	1885	28.0	2146	27.0	2146	27.0	12.2
CPG2_32	160	1.11	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	594	8.2	596	5.8	579	40.0	596	5.8	0.3
CPG2_33	379	3.43	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	660	8.4	656	12.0	674	43.0	656	12.0	0.6
CPG2_34	424	1.11	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	618	9.4	604	9.3	650	51.0	604	9.3	2.2
CPG2_35	212	0.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	583	7.8	577	5.7	589	35.0	577	5.7	0.9
CPG2_36	69	2.04	10.1	0.2	0.5	0.0	0.8	2437	14.0	2412	28.0	2451	19.0	2451	19.0	1.6
CPG2_37	237	1.77	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	547	9.5	528	8.0	610	47.0	528	8.0	3.5
CPG2_38	671	2.09	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	581	5.1	561	5.0	651	24.0	561	5.0	3.5
CPG2_39	40	1.57	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	155	10.0	162	3.8	80	130.0	162	3.8	4.6
CPG2_40	109	1.08	5.9	0.1	0.4	0.0	0.6	1958	9.6	1949	16.0	1952	17.0	1952	17.0	0.2
CPG2_41	861	2.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	616	8.8	585	8.2	719	34.0	585	8.2	5.1
CPG2_42	46	2.11	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	731	13.0	734	7.9	684	56.0	734	7.9	0.4
CPG2_44	794	3.71	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	619	6.2	608	5.1	640	24.0	608	5.1	1.8
CPG2_45	280	1.33	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	800	7.4	796	6.5	803	25.0	796	6.5	0.5
CPG2_46	67	1.06	9.7	0.1	0.4	0.0	0.7	2406	13.0	2361	23.0	2439	17.0	2439	17.0	3.2
CPG2_47	98	0.52	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	595	11.0	595	6.2	568	49.0	595	6.2	0.0
CPG2_48	397	2.47	3.1	0.0	0.2	0.0	0.7	1423	9.7	1396	15.0	1462	18.0	1462	18.0	4.5
CPG2_49	129	1.02	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1025	13.0	993	12.0	1087	36.0	1087	36.0	8.6
CPG2_50	859	3.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	567	13.0	530	14.0	722	54.0	530	14.0	6.5
CPG2_51	72	1.72	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	997	14.0	982	12.0	1031	39.0	1031	39.0	4.8
CPG2_52	182	1.51	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	614	9.4	612	7.4	624	45.0	612	7.4	0.4
CPG2_53	228	0.88	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	687	8.2	688	7.3	687	32.0	688	7.3	0.2
CPG2_54	197	1.58	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	603	11.0	607	7.9	600	49.0	607	7.9	0.7
CPG2_55	168	1.36	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	610	8.2	605	6.7	635	40.0	605	6.7	0.9
CPG2_56	68	0.44	6.3	0.1	0.4	0.0	0.8	2022	17.0	2017	31.0	2045	23.0	2045	23.0	1.4
CPG2_57	231	2.56	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	583	7.5	581	5.2	594	36.0	581	5.2	0.3
CPG2_58	237	0.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	639	7.4	634	6.5	669	31.0	634	6.5	0.8
CPG2_59	280	3.31	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	612	5.9	611	5.1	624	26.0	611	5.1	0.0
CPG2_60	105	1.77	1.1	0.0	0.1	0.0	0.1	744	9.0	751	7.0	735	38.0	751	7.0	0.9
CPG2_61	166	1.44	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	606	8.3	606	6.2	606	35.0	606	6.2	0.0
CPG2_63	178	0.99	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	651	8.8	655	6.1	647	36.0	655	6.1	0.6
CPG2_64	167	1.01	6.0	0.2	0.4	0.0	0.7	1968	34.0	1957	51.0	1990	49.0	1990	49.0	1.7
CPG2_64	247	3.17	13.0	0.1	0.5	0.0	0.6	2682	7.6	2621	16.0	2733	12.0	2733	12.0	4.1
CPG2_65	214	0.88	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	572	8.3	560	5.5	618	40.0	560	5.5	2.1
CPG2_66	145	0.56	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	568	8.0	568	5.0	559	41.0	568	5.0	0.0
CPG2_67	396	0.91	7.7	0.1	0.4	0.0	0.6	2191	7.1	2116	15.0	2261	12.0	2261	12.0	6.4
CPG2_68	41	2.21	7.4	0.1	0.4	0.0	0.5	2166	12.0	2194	17.0	2141	20.0	2141	20.0	2.5
CPG2_69	226	1.46	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	598	7.8	597	5.4	595	35.0	597	5.4	0.1
CPG2_70	250	2.75	5.2	0.1	0.3	0.0	0.3	1853	22.0	1549	33.0	2211	36.0	2211	36.0	29.9
CPG2_71	80	1.14	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	591	12.0	594	7.1	567	59.0	594	7.1	0.6
CPG2_72	77	1.11	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	612	9.8	610	5.9	616	46.0	610	5.9	0.4
CPG2_73	186	1.92	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	614	6.8	613	5.3	611	34.0	613	5.3	0.0
CPG2_74	150	0.92	9.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2420	13.0	2253	21.0	2562	15.0	2562	15.0	12.1
CPG2_75	213	1.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	606	7.6	601	5.0	615	34.0	601	5.0	0.8
CPG2_76	441	2.07	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	612	6.0	618	5.6	584	23.0	618	5.6	1.0
CPG2_77	218	0.65	6.4	0.1	0.4	0.0	0.7	2037	8.8	1989	16.0	2085	14.0	2085	14.0	4.6
CPG2_78	102	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	625	26.0	612	13.0	660	120.0	612	13.0	2.1
CPG2_79	100	0.87	5.0	0.1	0.3	0.0	0.5	1823	8.4	1767	13.0	1897	18.0	1897	18.0	6.9
CPG2_80	172	0.71	2.9	0.0	0.2	0.0	0.6	1371	7.9	1324	13.0	1450	19.0	1450	19.0	8.7
CPG2_81	269	3.07	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	602	6.8	607	5.2	580	30.0	607	5.2	0.8
CPG2_82	63	1.63	5.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1879	14.0	1754	18.0	2024	22.0	2024	22.0	13.3
CPG2_83	146	0.52	11.0	0.1	0.4	0.0	0.7	2524	9.5	2384	20.0	2644	13.0	2644	13.0	9.8
CPG2_84	147	1.29	6.2	0.1	0.3	0.0	0.8	1994	16.0	1852	27.0	2149	17.0	2149	17.0	13.8

R
C

CPG2_85	110	1.13	5.7	0.1	0.4	0.0	0.5	1932	12.0	1963	19.0	1895	22.0	1895	22.0	3.6
CPG2_86	81	0.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	552	13.0	562	7.2	501	63.0	562	7.2	1.9
CPG2_87	218	0.87	4.1	0.1	0.2	0.0	0.8	1648	23.0	1402	33.0	1981	32.0	1981	32.0	29.2
CPG2_88	229	2.11	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	587	6.7	569	6.1	655	31.0	569	6.1	3.1
CPG2_89	291	9.70	5.6	0.1	0.3	0.0	0.8	1920	16.0	1845	30.0	1996	23.0	1996	23.0	7.6
CPG2_90	179	2.86	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	680	8.3	681	5.6	663	39.0	681	5.6	0.2
CPG2_91	178	0.71	5.1	0.1	0.3	0.0	0.7	1835	9.0	1792	14.0	1876	15.0	1876	15.0	4.5
CPG2_92	272	3.66	5.8	0.1	0.3	0.0	0.7	1950	12.0	1880	18.0	2021	18.0	2021	18.0	7.0
CPG2_93	75	2.79	1.1	0.1	0.1	0.0	0.2	767	43.0	694	16.0	950	160.0	694	16.0	9.5
CPG2_94	303	3.60	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	666	10.0	662	7.9	670	39.0	662	7.9	0.6
CPG2_95	396	2.85	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	577	8.5	557	7.1	646	29.0	557	7.1	3.5
CPG2_96	462	2.23	1.0	0.0	0.1	0.0	0.7	699	8.7	685	10.0	742	29.0	685	10.0	2.0
CPG2_97	81	1.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	609	12.0	599	7.5	632	53.0	599	7.5	1.6
CPG2_98	251	1.17	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	513	7.3	487	6.1	616	35.0	487	6.1	5.1
CPG2_99	263	0.97	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	635	6.5	630	5.6	652	29.0	630	5.6	0.7
CPG2_100	446	0.92	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	583	6.5	573	6.3	618	28.0	573	6.3	1.6
CPG2_101	155	1.05	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	993	11.0	976	10.0	1028	32.0	1028	32.0	5.1
CPG2_102	517	1.08	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	612	12.0	570	6.4	772	42.0	570	6.4	6.8
CPG2_103	355	1.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	595	6.4	562	4.7	719	26.0	562	4.7	5.5
CPG2_104	312	1.66	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	590	6.2	588	6.0	596	29.0	588	6.0	0.4
CPG2_105	284	1.67	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1035	7.1	1048	7.8	1012	18.0	1012	18.0	3.5
CPG2_106	216	1.31	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1791	10.0	1730	17.0	1865	18.0	1865	18.0	7.2
CPG2_107	13	0.34	0.8	0.1	0.1	0.0	0.2	598	34.0	630	17.0	460	150.0	630	17.0	5.4
CPG2_108	140	2.29	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1028	8.1	1004	7.4	1082	25.0	1082	25.0	7.2
CPG2_110	345	3.68	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	627	5.9	617	4.9	667	26.0	617	4.9	1.5
CPG2_111	274	1.14	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	620	7.7	624	6.0	601	33.0	624	6.0	0.7
CPG2_112	37	1.21	1.4	0.1	0.1	0.0	0.2	871	43.0	823	26.0	980	150.0	823	26.0	5.5
CPG2_113	373	9.60	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	619	16.0	630	11.0	578	74.0	630	11.0	1.8
CPG2_113	257	1.20	10.5	0.2	0.4	0.0	0.8	2480	15.0	2269	33.0	2661	19.0	2661	19.0	14.7
CPG2_114	756	7.16	13.3	0.2	0.5	0.0	0.9	2696	15.0	2571	30.0	2793	12.0	2793	12.0	7.9
CPG2_115	254	0.93	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	594	6.1	580	5.5	645	29.0	580	5.5	2.3
CPG2_116	151	1.44	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	593	11.0	591	5.7	600	52.0	591	5.7	0.4
CPG2_117	166	1.07	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2035	9.6	2040	16.0	2027	16.0	2027	16.0	0.6
CPG2_118	150	1.89	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	599	8.1	599	6.4	592	39.0	599	6.4	0.0
CPG2_119	124	1.54	9.7	0.1	0.4	0.0	0.7	2402	12.0	2326	22.0	2466	17.0	2466	17.0	5.7
CPG2_120	124	2.67	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	684	9.3	679	7.5	698	35.0	679	7.5	0.7
CPG2_121	368	4.34	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	602	6.6	610	5.5	573	28.0	610	5.5	1.3
CPG2_122	189	0.76	3.9	0.1	0.3	0.0	0.8	1620	17.0	1472	25.0	1823	20.0	1823	20.0	19.3
CPG2_123	300	2.00	1.6	0.0	0.2	0.0	0.6	979	8.6	975	8.2	986	22.0	986	22.0	1.1
CPG2_124	562	1.48	9.4	0.1	0.4	0.0	0.9	2375	13.0	2219	27.0	2513	9.8	2513	9.8	11.7
CPG2_125	124	1.47	6.2	0.1	0.4	0.0	0.7	2003	9.8	2016	16.0	1992	15.0	1992	15.0	1.2
CPG2_126	161	5.57	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	660	9.1	637	7.1	741	39.0	637	7.1	3.5
CPG2_127	354	2.58	7.5	0.1	0.4	0.0	0.7	2173	7.5	2179	15.0	2171	11.0	2171	11.0	0.4
CPG2_128	332	0.92	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	631	8.4	631	8.7	636	31.0	631	8.7	0.0
CPG2_129	180	1.13	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	962	9.4	951	10.0	990	30.0	990	30.0	3.9
CPG2_130	165	0.87	8.2	0.2	0.4	0.0	0.8	2248	18.0	2235	28.0	2266	18.0	2266	18.0	1.4
CPG2_131	116	1.85	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	548	8.8	534	6.1	613	44.0	534	6.1	2.6
CPG2_132	261	0.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	596	7.3	570	5.2	703	35.0	570	5.2	4.3
CPG2_133	320	3.86	6.5	0.1	0.3	0.0	0.6	2045	18.0	1812	26.0	2308	29.0	2308	29.0	21.5
CPG2_134	180	1.74	5.3	0.1	0.3	0.0	0.3	1873	19.0	1655	39.0	2139	49.0	2139	49.0	22.6
CPG2_135	302	1.30	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	787	7.9	785	7.0	806	29.0	785	7.0	0.3

Table 12: HR-ICP-MS U-Pb data for sample CPG4

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	207/235 (Ma)	2σ error	206/238 (Ma)	2σ error	207/206 (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
CPG4_1	311	4.46	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	669	9.9	672	9.6	669	45.0	672	9.6	0.5	
CPG4_2	650	4.89	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	484	9.4	471	5.1	547	47.0	471	5.1	2.5	
CPG4_3	838	2.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	598	6.1	587	5.1	657	26.0	587	5.1	1.9	
CPG4_4	111	16.24	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	627	14.0	643	12.0	588	58.0	643	12.0	2.6	
CPG4_5	50	18.00	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	709	16.0	726	9.7	666	63.0	726	9.7	2.5	
CPG4_6	543	2.33	0.4	0.0	0.0	0.0	0.5	307	7.3	302	4.2	367	56.0	302	4.2	1.8	
CPG4_7	151	0.99	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	754	10.0	749	10.0	788	40.0	749	10.0	0.7	
CPG4_8	266	0.90	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	516	6.8	515	4.5	523	35.0	515	4.5	0.2	
CPG4_9	706	16.41	0.5	0.0	0.1	0.0	0.5	443	5.6	435	4.5	493	30.0	435	4.5	1.9	
CPG4_12	244	0.80	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	605	9.6	603	8.2	604	45.0	603	8.2	0.3	
CPG4_14	351	0.55	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	257	4.9	245	2.6	357	46.0	245	2.6	4.7	
CPG4_15	613	8.50	5.6	0.1	0.4	0.0	0.8	1920	9.4	1942	23.0	1885	14.0	1885	14.0	3.0	
CPG4_16	803	2.15	0.3	0.0	0.0	0.0	0.7	280	5.4	270	4.9	353	37.0	270	4.9	3.8	
CPG4_17	309	3.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.7	556	9.0	542	7.7	593	37.0	542	7.7	2.6	
CPG4_18	78	1.47	1.5	0.0	0.2	0.0	0.7	930	16.0	920	16.0	946	49.0	946	49.0	2.7	
CPG4_20	1145	2.44	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	635	5.1	615	5.7	691	21.0	615	5.7	3.1	
CPG4_21	385	2.24	0.3	0.0	0.0	0.0	0.5	284	4.8	286	3.8	251	37.0	286	3.8	0.7	
CPG4_22	197	1.20	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	271	8.5	252	3.5	402	83.0	252	3.5	7.1	
CPG4_23	473	26.00	0.4	0.0	0.1	0.0	0.7	320	17.0	319	13.0	310	95.0	319	13.0	0.3	R
CPG4_23	395	1.13	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	582	7.3	574	5.2	595	35.0	574	5.2	1.4	C
CPG4_24	366	1.58	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	463	5.4	458	3.8	472	31.0	458	3.8	1.1	
CPG4_25	436	4.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36	4.3	36	1.7	60	240.0	36	1.7	0.6	
CPG4_26	124	0.89	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	692	11.0	696	9.3	665	48.0	696	9.3	0.6	
CPG4_27	103	1.97	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	774	12.0	757	8.6	813	46.0	757	8.6	2.2	
CPG4_28	538	1.83	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	671	6.7	664	7.4	689	21.0	664	7.4	0.9	
CPG4_30	261	0.91	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	578	8.4	574	5.4	583	40.0	574	5.4	0.7	
CPG4_31	646	2.04	0.4	0.0	0.1	0.0	0.6	374	4.9	373	4.0	371	28.0	373	4.0	0.3	
CPG4_32	521	3.63	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	473	5.6	474	4.6	464	27.0	474	4.6	0.3	
CPG4_34	748	1.99	0.3	0.0	0.0	0.0	0.6	263	6.3	261	4.9	276	50.0	261	4.9	0.5	
CPG4_35	1099	15.90	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	448	13.0	412	6.2	631	75.0	412	6.2	8.1	
CPG4_36	1260	57.00	0.4	0.0	0.0	0.0	0.8	313	7.2	305	5.2	380	39.0	305	5.2	2.6	R
CPG4_36	650	3.35	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	491	8.9	484	8.1	539	36.0	484	8.1	1.5	C
CPG4_37	1830	51.00	0.4	0.0	0.1	0.0	0.6	336	13.0	328	7.8	396	76.0	328	7.8	2.3	R
CPG4_37	286	4.48	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	448	6.5	447	4.6	461	39.0	447	4.6	0.1	C
CPG4_38	196	1.32	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32	2.5	32	0.7	50	140.0	32	0.7	1.0	
CPG4_39	269	1.68	1.3	0.0	0.1	0.0	0.8	853	15.0	822	19.0	944	39.0	822	19.0	3.6	
CPG4_41	742	4.33	0.3	0.0	0.0	0.0	0.7	281	9.5	263	7.9	452	58.0	263	7.9	6.6	
CPG4_42	2360	2.46	0.6	0.0	0.1	0.0	0.9	451	4.9	443	5.4	507	17.0	443	5.4	1.7	
CPG4_43	531	8.70	0.5	0.0	0.1	0.0	0.6	434	6.6	425	6.2	484	38.0	425	6.2	2.0	
CPG4_44	1170	1.99	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	33	1.5	32	0.7	131	84.0	32	0.7	3.1	
CPG4_46	248	0.94	4.1	0.1	0.3	0.0	0.9	1651	17.0	1492	24.0	1861	22.0	1861	22.0	19.8	
CPG4_47	762	3.92	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	294	3.8	293	3.3	311	34.0	293	3.3	0.4	
CPG4_48	246	0.65	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	596	7.3	600	6.0	593	33.0	600	6.0	0.6	
CPG4_49	574	1.41	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	459	5.0	461	3.7	450	30.0	461	3.7	0.6	
CPG4_50	2360	2.91	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	35	1.3	33	0.6	193	78.0	33	0.6	5.9	
CPG4_51	266	1.72	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	34	2.0	33	0.8	120	110.0	33	0.8	3.0	
CPG4_52	408	0.80	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	580	5.7	573	6.0	620	26.0	573	6.0	1.3	
CPG4_53	548	2.06	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	459	4.3	459	4.3	469	27.0	459	4.3	0.2	
CPG4_54	2439	1.90	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	33	0.9	32	0.4	128	52.0	32	0.4	3.3	
CPG4_55	309	1.57	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	31	1.9	28	0.6	230	120.0	28	0.6	9.0	
CPG4_56	224	5.27	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	656	8.1	654	7.4	668	30.0	654	7.4	0.3	
CPG4_57	1180	1.65	0.3	0.0	0.0	0.0	0.6	293	4.5	293	4.2	299	38.0	293	4.2	0.1	

CPG4_58	926	3.65	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	32	1.5	31	0.8	154	90.0	31	0.8	3.1	
CPG4_59	329	4.91	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	486	7.9	487	4.9	478	43.0	487	4.9	0.0	
CPG4_60	1169	23.98	0.4	0.0	0.1	0.0	0.6	319	4.2	315	3.8	355	28.0	315	3.8	1.1	
CPG4_61	275	0.86	0.2	0.0	0.0	0.0	0.3	219	7.7	214	4.5	277	80.0	214	4.5	2.2	
CPG4_62	1039	20.80	0.4	0.0	0.1	0.0	0.7	362	4.8	345	3.9	475	25.0	345	3.9	4.7	
CPG4_63	288	1.58	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	29	1.8	28	0.6	110	120.0	28	0.6	3.5	R?
CPG4_64	543	1.31	0.3	0.0	0.0	0.0	0.5	286	4.2	285	2.7	298	36.0	285	2.7	0.3	
CPG4_65	518	6.64	1.0	0.0	0.1	0.0	0.6	726	8.4	726	8.1	742	28.0	726	8.1	0.0	
CPG4_67	221	2.28	3.2	0.0	0.3	0.0	0.5	1449	9.0	1471	17.0	1422	23.0	1422	23.0	3.4	
CPG4_68	762	1.37	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	295	3.7	291	2.5	323	35.0	291	2.5	1.2	
CPG4_69	341	3.45	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	296	4.6	291	3.5	350	43.0	291	3.5	1.9	
CPG4_70	271	1.50	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	31	3.8	31	1.1	50	220.0	31	1.1	0.3	R?
CPG4_71	788	3.02	0.4	0.0	0.0	0.0	0.6	305	5.3	303	3.3	333	36.0	303	3.3	0.8	
CPG4_72	1870	109.00	0.4	0.0	0.1	0.0	1.0	326	21.0	330	19.0	312	54.0	330	19.0	1.2	R
CPG4_72	98	2.06	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	639	11.0	650	7.1	598	50.0	650	7.1	1.8	C
CPG4_73	368	11.26	0.5	0.0	0.1	0.0	0.4	439	12.0	442	8.2	426	71.0	442	8.2	0.7	
CPG4_74	630	1.31	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	37	1.4	38	0.6	32	71.0	38	0.6	2.0	
CPG4_75	123	0.58	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	590	11.0	593	10.0	591	52.0	593	10.0	0.5	
CPG4_76	385	1.83	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	38	2.2	41	0.9	-40	100.0	41	0.9	7.1	
CPG4_77	329	0.99	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	573	9.2	562	6.7	625	40.0	562	6.7	1.9	
CPG4_78	91	1.24	7.5	0.1	0.4	0.0	0.5	2175	9.4	2242	17.0	2122	17.0	2122	17.0	5.7	
CPG4_79	551	2.72	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	452	8.5	437	6.0	553	42.0	437	6.0	3.4	
CPG4_80	489	2.57	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	286	4.0	287	2.3	276	36.0	287	2.3	0.4	
CPG4_81	412	4.98	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	518	12.0	504	9.1	599	60.0	504	9.1	2.7	
CPG4_82	106	1.79	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	642	12.0	644	9.6	620	53.0	644	9.6	0.3	
CPG4_83	387	2.15	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	709	12.0	673	11.0	828	41.0	673	11.0	5.1	
CPG4_84	61	2.77	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	752	14.0	795	8.9	604	59.0	795	8.9	5.7	
CPG4_85	718	1.86	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35	2.1	34	0.8	130	130.0	34	0.8	2.9	R
CPG4_85	1028	5.85	0.4	0.0	0.1	0.0	0.5	374	5.8	350	5.3	514	37.0	350	5.3	6.4	C
CPG4_86	287	1.15	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	476	6.2	481	4.8	433	35.0	481	4.8	1.1	
CPG4_87	852	1.91	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	37	1.6	36	0.6	135	80.0	36	0.6	5.0	R?
CPG4_89	469	1.70	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35	3.0	34	1.2	110	170.0	34	1.2	2.0	R?
CPG4_90	149	0.47	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	975	17.0	974	17.0	961	53.0	961	53.0	1.4	
CPG4_91	797	1.60	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	484	5.9	464	5.9	566	28.0	464	5.9	4.3	
CPG4_92	51	1.41	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	537	13.0	542	9.0	480	68.0	542	9.0	0.8	
CPG4_93	771	2.47	1.0	0.0	0.1	0.0	0.7	705	8.7	669	8.9	820	24.0	669	8.9	5.0	
CPG4_94	1190	2.11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	35	1.4	32	0.7	193	79.0	32	0.7	6.2	R
CPG4_95	240	1.81	1.5	0.0	0.2	0.0	0.5	945	8.5	924	8.1	993	27.0	993	27.0	6.9	
CPG4_96	497	2.20	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	309	4.4	310	2.7	294	36.0	310	2.7	0.3	
CPG4_97	558	10.20	13.0	0.2	0.5	0.0	0.9	2678	16.0	2447	35.0	2862	12.0	2862	12.0	14.5	C
CPG4_98	1218	0.84	0.1	0.0	0.0	0.0	0.4	78	1.4	77	0.9	159	42.0	77	0.9	2.2	
CPG4_99	743	1.90	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	525	7.0	519	6.1	550	35.0	519	6.1	1.1	
CPG4_101	1002	1.37	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	282	3.2	280	2.2	295	29.0	280	2.2	0.6	
CPG4_102	780	3.31	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	491	6.2	493	4.8	482	32.0	493	4.8	0.4	
CPG4_104	465	6.88	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	662	11.0	663	11.0	658	38.0	663	11.0	0.2	R
CPG4_104	433	1.81	1.3	0.0	0.1	0.0	0.6	842	8.9	824	9.5	893	28.0	824	9.5	2.2	C
CPG4_105	31	1.63	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	774	20.0	741	11.0	847	79.0	741	11.0	4.3	
CPG4_106	407	3.86	1.8	0.0	0.2	0.0	0.7	1038	11.0	986	9.8	1146	24.0	1146	24.0	14.0	
CPG4_107	463	2.15	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	468	4.7	468	3.6	454	31.0	468	3.6	0.1	
CPG4_108	571	126.00	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	339	8.2	327	9.9	414	80.0	327	9.9	3.4	R
CPG4_108	1012	37.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	569	7.6	557	8.3	609	37.0	557	8.3	2.1	C
CPG4_109	325	1.78	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	271	5.6	271	3.0	272	50.0	271	3.0	0.2	
CPG4_110	2210	1.64	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	34	0.9	33	0.5	122	55.0	33	0.5	3.6	
CPG4_111	297	17.90	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	466	11.0	469	8.2	441	59.0	469	8.2	0.7	R

CPG4_111	144	2.26	1.4	0.0	0.1	0.0	0.5	888	16.0	875	14.0	906	54.0	906	54.0	3.4	C
CPG4_112	441	1.16	3.3	0.1	0.2	0.0	0.8	1472	15.0	1423	18.0	1536	20.0	1536	20.0	7.4	
CPG4_113	148	23.60	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	500	15.0	460	9.7	669	76.0	460	9.7	8.0	
CPG4_114	340	1.42	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	248	4.7	252	2.5	208	47.0	252	2.5	1.4	
CPG4_115	547	1.28	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	34	1.5	32	0.6	187	95.0	32	0.6	6.7	
CPG4_116	299	1.56	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	628	16.0	610	11.0	667	69.0	610	11.0	2.9	
CPG4_117	931	1.44	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	31	1.3	32	0.6	8	82.0	32	0.6	2.4	
CPG4_118	273	0.72	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	646	7.3	652	5.4	616	33.0	652	5.4	0.9	
CPG4_119	2580	17.20	0.4	0.0	0.0	0.0	0.5	307	3.4	285	3.6	478	30.0	285	3.6	7.3	
CPG4_120	602	10.20	0.5	0.0	0.1	0.0	0.7	408	4.9	394	4.8	474	28.0	394	4.8	3.4	
CPG4_121	1990	41.40	0.4	0.0	0.1	0.0	0.5	350	4.8	347	5.3	367	37.0	347	5.3	0.7	R
CPG4_121	305	1.72	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	486	11.0	475	9.3	524	58.0	475	9.3	2.2	C
CPG4_122	690	32.60	0.4	0.0	0.1	0.0	0.4	356	9.3	356	5.1	351	67.0	356	5.1	0.0	R
CPG4_122	575	3.54	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	561	7.5	561	6.3	555	35.0	561	6.3	0.1	C
CPG4_124	810	1.99	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	456	6.9	455	5.6	474	37.0	455	5.6	0.2	
CPG4_125	540	23.10	0.7	0.0	0.1	0.0	0.9	516	25.0	490	21.0	611	48.0	490	21.0	5.0	
CPG4_126	174	2.09	1.4	0.0	0.1	0.0	0.5	899	13.0	870	12.0	969	41.0	969	41.0	10.2	
CPG4_127	137	1.04	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	252	11.0	248	5.9	290	100.0	248	5.9	1.4	
CPG4_128	433	1.98	0.6	0.0	0.1	0.0	0.7	464	7.0	452	4.8	515	31.0	452	4.8	2.5	
CPG4_129	434	5.76	0.5	0.0	0.1	0.0	0.6	417	5.8	409	5.1	462	33.0	409	5.1	1.9	
CPG4_131	250	4.40	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	987	9.8	970	11.0	1023	31.0	1023	31.0	5.2	
CPG4_132	189	2.13	1.6	0.0	0.2	0.0	0.2	961	13.0	927	7.6	1029	40.0	1029	40.0	9.9	
CPG4_133	94	1.73	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	436	19.0	414	8.4	530	120.0	414	8.4	5.1	
CPG4_135	243	2.43	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	474	6.9	477	4.6	439	37.0	477	4.6	0.7	

Table 13: HR-ICP-MS U-Pb data for sample CPG6

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
CPG6_1	198	2.18	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	588	6.0	586	4.4	599	30.0	586	4.4	0.5	
CPG6_2	767	3.73	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	580	5.2	577	5.7	599	21.0	577	5.7	0.5	
CPG6_3	91	1.34	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	740	9.8	747	9.2	719	40.0	747	9.2	0.9	
CPG6_4	91	0.67	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	923	10.0	920	7.4	933	34.0	933	34.0	1.4	
CPG6_5	142	0.97	5.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1905	11.0	1874	18.0	1941	17.0	1941	17.0	3.5	
CPG6_6	76	1.82	7.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2158	9.0	2126	16.0	2189	16.0	2189	16.0	2.9	
CPG6_7	110	0.98	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	664	8.4	664	5.5	660	38.0	664	5.5	0.1	
CPG6_8	175	0.98	5.1	0.1	0.3	0.0	0.7	1835	8.7	1804	14.0	1872	14.0	1872	14.0	3.6	
CPG6_9	170	0.78	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	597	11.0	605	8.1	566	54.0	605	8.1	1.3	
CPG6_10	43	0.72	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	629	17.0	592	8.6	735	78.0	592	8.6	5.8	
CPG6_11	93	1.09	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	577	10.0	572	5.9	591	50.0	572	5.9	0.8	
CPG6_12	172	1.87	6.7	0.1	0.4	0.0	0.6	2075	9.2	2045	16.0	2106	15.0	2106	15.0	2.9	
CPG6_13	74	0.75	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	647	12.0	626	9.4	706	54.0	626	9.4	3.3	
CPG6_14	109	1.32	5.2	0.1	0.3	0.0	0.6	1849	9.1	1779	15.0	1929	17.0	1929	17.0	7.8	
CPG6_15	111	1.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	577	9.1	589	5.5	519	43.0	589	5.5	2.1	
CPG6_16	227	1.37	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1032	8.7	1011	9.1	1075	25.0	1075	25.0	6.0	
CPG6_17	150	1.66	4.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1709	11.0	1610	16.0	1831	17.0	1831	17.0	12.1	
CPG6_18	230	1.76	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	566	7.2	565	6.2	565	35.0	565	6.2	0.2	
CPG6_19	109	2.50	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	565	8.4	567	4.7	543	43.0	567	4.7	0.3	
CPG6_20	184	1.30	5.9	0.0	0.3	0.0	0.6	1961	7.1	1897	13.0	2027	13.0	2027	13.0	6.4	
CPG6_21	121	1.71	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	974	12.0	982	13.0	949	33.0	949	33.0	3.5	
CPG6_22	66	1.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	610	11.0	605	6.0	606	50.0	605	6.0	0.8	
CPG6_23	347	0.96	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	547	5.0	534	3.4	595	26.0	534	3.4	2.5	
CPG6_24	183	0.93	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1045	14.0	1040	14.0	1043	41.0	1043	41.0	0.3	

CPG6_25	30	1.12	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	622	18.0	628	9.1	569	82.0	628	9.1	1.0	
CPG6_26	110	1.20	6.4	0.1	0.4	0.0	0.8	2026	11.0	1936	18.0	2114	15.0	2114	15.0	8.4	
CPG6_27	46	1.17	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	633	14.0	630	8.0	621	63.0	630	8.0	0.4	
CPG6_28	146	2.15	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	617	8.0	617	4.7	602	38.0	617	4.7	0.1	
CPG6_29	56	1.11	4.6	0.1	0.3	0.0	0.4	1754	12.0	1734	15.0	1767	25.0	1767	25.0	1.9	
CPG6_30	25	0.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	621	19.0	614	9.9	596	86.0	614	9.9	1.1	
CPG6_31	260	1.82	28.6	0.2	0.7	0.0	0.7	3438	6.4	3397	18.0	3458	8.0	3458	8.0	1.8	
CPG6_32	109	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	661	9.4	658	5.4	652	43.0	658	5.4	0.5	
CPG6_33	596	1.34	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	625	10.0	609	9.5	676	51.0	609	9.5	2.6	
CPG6_34	59	1.83	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	557	17.0	553	9.7	539	80.0	553	9.7	0.7	
CPG6_35	65	0.84	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	646	12.0	656	6.7	580	55.0	656	6.7	1.5	
CPG6_36	286	1.44	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	606	6.4	601	4.2	618	27.0	601	4.2	1.0	
CPG6_37	225	1.98	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	943	6.1	930	5.8	965	20.0	965	20.0	3.7	
CPG6_38	56	2.41	7.1	0.1	0.4	0.0	0.5	2128	9.7	2052	17.0	2196	18.0	2196	18.0	6.6	
CPG6_39	34	1.12	7.5	0.1	0.4	0.0	0.6	2164	16.0	2123	24.0	2196	25.0	2196	25.0	3.3	
CPG6_40	220	1.20	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	404	6.7	408	4.7	365	47.0	408	4.7	1.0	
CPG6_41	44	2.32	6.2	0.1	0.3	0.0	0.5	1998	13.0	1905	17.0	2090	22.0	2090	22.0	8.9	
CPG6_42	161	1.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	569	9.7	560	7.6	607	45.0	560	7.6	1.7	R
CPG6_42	224	4.25	1.5	0.0	0.2	0.0	0.5	914	17.0	909	16.0	917	55.0	917	55.0	0.9	C
CPG6_43	181	0.78	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	612	7.0	611	4.7	604	35.0	611	4.7	0.2	
CPG6_44	142	0.42	6.0	0.1	0.4	0.0	0.5	1974	7.4	1951	13.0	1990	15.0	1990	15.0	2.0	
CPG6_45	83	1.19	5.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1898	10.0	1865	17.0	1923	20.0	1923	20.0	3.0	
CPG6_46	114	2.03	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	637	9.0	637	7.3	623	44.0	637	7.3	0.1	
CPG6_47	215	1.01	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	569	6.8	569	4.5	551	33.0	569	4.5	0.1	
CPG6_48	239	2.06	5.9	0.1	0.4	0.0	0.4	1964	8.6	1937	15.0	1986	19.0	1986	19.0	2.5	
CPG6_49	89	1.70	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	368	7.6	370	3.7	335	52.0	370	3.7	0.4	
CPG6_50	39	1.23	4.6	0.1	0.3	0.0	0.4	1755	11.0	1746	17.0	1765	26.0	1765	26.0	1.1	
CPG6_51	175	3.00	5.1	0.1	0.3	0.0	0.8	1832	15.0	1704	26.0	1976	19.0	1976	19.0	13.8	C
CPG6_52	226	5.71	3.0	0.0	0.2	0.0	0.4	1409	5.8	1409	8.2	1405	15.0	1405	15.0	0.3	
CPG6_53	43	1.65	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	601	12.0	606	6.9	555	58.0	606	6.9	0.8	
CPG6_54	237	1.21	0.5	0.0	0.1	0.0	0.3	430	5.9	415	3.9	493	37.0	415	3.9	3.3	
CPG6_55	171	1.17	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	592	6.4	584	4.4	606	32.0	584	4.4	1.3	
CPG6_56	60	0.84	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	716	10.0	706	6.8	730	44.0	706	6.8	1.4	
CPG6_57	94	1.74	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	716	9.0	716	6.4	703	37.0	716	6.4	0.0	
CPG6_58	195	1.16	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	542	8.7	542	5.3	522	45.0	542	5.3	0.1	
CPG6_59	83	1.37	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	953	16.0	938	15.0	980	43.0	980	43.0	4.3	
CPG6_60	156	1.43	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	644	9.3	630	8.4	679	42.0	630	8.4	2.1	
CPG6_61	201	0.45	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2024	11.0	2020	15.0	2025	17.0	2025	17.0	0.2	
CPG6_62	184	0.96	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	631	11.0	607	6.4	713	47.0	607	6.4	3.9	
CPG6_63	129	0.62	1.7	0.0	0.2	0.0	0.3	994	7.3	987	7.2	1006	24.0	1006	24.0	1.9	
CPG6_64	217	2.65	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1058	7.9	1075	7.3	1024	23.0	1024	23.0	5.0	
CPG6_65	109	1.46	2.2	0.0	0.2	0.0	0.3	1181	9.5	1185	8.3	1172	27.0	1172	27.0	1.1	
CPG6_66	172	1.61	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	585	7.4	587	4.9	577	35.0	587	4.9	0.3	
CPG6_67	242	189.00	6.3	0.1	0.4	0.0	0.8	2020	13.0	2018	22.0	2026	17.0	2026	17.0	0.4	
CPG6_68	71	0.60	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	584	11.0	572	6.1	623	57.0	572	6.1	2.1	
CPG6_69	51	0.67	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	806	11.0	806	8.8	815	40.0	806	8.8	0.0	
CPG6_70	49	1.56	6.7	0.1	0.4	0.0	0.7	2073	14.0	1985	21.0	2161	22.0	2161	22.0	8.1	
CPG6_71	123	0.79	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	592	9.7	553	8.2	745	45.0	553	8.2	6.7	
CPG6_72	62	2.48	1.8	0.0	0.2	0.0	0.1	1033	13.0	1038	15.0	1028	39.0	1028	39.0	1.0	
CPG6_73	201	2.33	1.5	0.0	0.2	0.0	0.5	948	6.6	919	7.9	1010	25.0	1010	25.0	9.0	
CPG6_74	305	1.22	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	958	5.9	958	6.7	958	21.0	958	21.0	0.0	
CPG6_75	114	1.30	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	637	10.0	624	7.7	688	47.0	624	7.7	2.1	
CPG6_76	421	5.58	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	636	7.5	602	8.1	757	32.0	602	8.1	5.3	
CPG6_77	163	0.88	6.5	0.1	0.4	0.0	0.6	2047	9.9	2067	18.0	2031	16.0	2031	16.0	1.8	

CPG6_78	100	0.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	614	8.7	618	5.0	610	37.0	618	5.0	0.6	
CPG6_80	205	1.13	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1033	9.7	1027	11.0	1044	23.0	1044	23.0	1.6	
CPG6_81	66	0.49	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	656	11.0	662	5.1	622	52.0	662	5.1	0.9	
CPG6_82	329	2.84	5.8	0.1	0.3	0.0	0.8	1949	10.0	1919	19.0	1978	15.0	1978	15.0	3.0	
CPG6_83	150	1.22	1.4	0.0	0.1	0.0	0.3	888	8.6	895	9.4	871	33.0	871	33.0	2.7	
CPG6_84	197	1.58	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	577	7.3	573	5.8	588	34.0	573	5.8	0.7	
CPG6_85	219	0.39	0.7	0.0	0.1	0.0	0.8	550	7.4	554	6.5	528	34.0	554	6.5	0.8	
CPG6_86	349	1.05	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	5.0	613	3.9	621	23.0	613	3.9	0.3	
CPG6_87	325	8.92	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	792	16.0	760	17.0	868	50.0	760	17.0	4.0	R
CPG6_87	13	5.40	2.1	0.1	0.2	0.0	0.3	1149	32.0	1177	21.0	1066	95.0	1066	95.0	10.4	C
CPG6_88	44	1.63	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	596	16.0	590	7.3	599	80.0	590	7.3	1.0	
CPG6_89	124	3.05	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	780	11.0	752	7.9	863	38.0	752	7.9	3.6	
CPG6_90	67	1.86	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	776	15.0	782	11.0	749	58.0	782	11.0	0.8	
CPG6_91	176	2.66	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	651	7.3	654	6.2	635	29.0	654	6.2	0.4	
CPG6_92	131	0.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	576	7.1	580	5.7	552	34.0	580	5.7	0.6	
CPG6_93	54	1.19	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	705	13.0	707	7.4	680	53.0	707	7.4	0.2	
CPG6_94	110	4.92	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	647	10.0	636	11.0	654	45.0	636	11.0	1.7	
CPG6_95	222	1.27	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	625	6.9	627	5.0	608	27.0	627	5.0	0.4	
CPG6_96	202	0.53	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	595	8.7	583	4.9	613	42.0	583	4.9	1.9	
CPG6_97	105	1.40	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	615	8.7	619	5.9	585	40.0	619	5.9	0.6	
CPG6_98	122	4.08	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	783	12.0	770	11.0	811	42.0	770	11.0	1.7	
CPG6_99	279	1.63	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	564	6.7	553	5.6	593	32.0	553	5.6	2.0	
CPG6_100	108	2.15	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	590	7.6	571	5.5	650	32.0	571	5.5	3.1	
CPG6_101	239	0.42	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	514	6.3	496	5.5	580	41.0	496	5.5	3.6	
CPG6_102	130	0.99	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	951	7.6	948	8.1	946	26.0	946	26.0	0.2	
CPG6_103	166	2.18	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	590	8.0	590	5.8	575	37.0	590	5.8	0.1	
CPG6_104	151	0.89	5.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1892	8.4	1869	14.0	1906	15.0	1906	15.0	1.9	
CPG6_105	331	1.70	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	601	8.8	604	9.2	577	41.0	604	9.2	0.5	
CPG6_106	151	1.08	7.1	0.1	0.4	0.0	0.6	2124	11.0	2104	18.0	2139	17.0	2139	17.0	1.6	
CPG6_107	131	1.46	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1045	8.9	1022	7.9	1080	29.0	1080	29.0	5.3	
CPG6_109	257	1.52	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	561	7.4	559	5.8	564	35.0	559	5.8	0.3	
CPG6_110	96	1.13	7.3	0.1	0.4	0.0	0.4	2146	8.2	2136	12.0	2147	16.0	2147	16.0	0.5	
CPG6_111	55	1.35	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	652	11.0	648	8.1	649	49.0	648	8.1	0.7	
CPG6_112	382	3.32	5.5	0.1	0.3	0.0	0.8	1898	7.8	1876	13.0	1918	10.0	1918	10.0	2.2	
CPG6_113	108	1.02	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	593	7.9	592	4.7	575	40.0	592	4.7	0.1	
CPG6_115	185	0.90	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2025	7.7	2055	13.0	1989	14.0	1989	14.0	3.3	
CPG6_116	395	1.29	21.5	0.2	0.6	0.0	0.7	3161	6.5	3036	16.0	3235	7.7	3235	7.7	6.1	
CPG6_117	147	18.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	601	11.0	602	7.5	576	48.0	602	7.5	0.2	
CPG6_118	127	0.88	1.6	0.0	0.2	0.0	0.3	975	15.0	937	9.3	1049	46.0	1049	46.0	10.7	
CPG6_119	139	2.84	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	582	11.0	581	7.5	566	57.0	581	7.5	0.2	R
CPG6_119	154	6.35	1.7	0.1	0.2	0.0	0.6	1009	19.0	982	15.0	1059	50.0	1059	50.0	7.3	C
CPG6_120	170	1.62	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	672	6.4	676	6.2	647	27.0	676	6.2	0.6	
CPG6_121	185	0.88	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1024	8.3	1005	8.0	1065	24.0	1065	24.0	5.6	
CPG6_122	50	1.13	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	605	12.0	597	7.1	614	56.0	597	7.1	1.3	
CPG6_123	94	2.53	13.7	0.2	0.5	0.0	0.7	2729	15.0	2703	29.0	2748	19.0	2748	19.0	1.6	
CPG6_124	114	1.33	1.8	0.0	0.2	0.0	0.2	1047	10.0	1043	9.0	1049	32.0	1049	32.0	0.6	
CPG6_125	93	1.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	620	9.1	615	6.3	622	43.0	615	6.3	0.7	
CPG6_126	181	1.59	2.0	0.0	0.2	0.0	0.3	1122	11.0	1020	8.6	1320	31.0	1320	31.0	22.8	
CPG6_127	95	0.78	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	651	8.7	646	5.0	658	39.0	646	5.0	0.8	
CPG6_129	303	1.59	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	576	7.0	558	6.0	634	29.0	558	6.0	3.1	
CPG6_130	116	1.15	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	580	9.8	572	8.1	600	44.0	572	8.1	1.4	
CPG6_131	169	1.55	4.7	0.0	0.3	0.0	0.4	1768	6.7	1750	11.0	1793	15.0	1793	15.0	2.4	
CPG6_132	61	1.55	9.3	0.2	0.4	0.0	0.8	2366	17.0	2292	25.0	2437	21.0	2437	21.0	5.9	
CPG6_134	76	1.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	606	17.0	603	9.7	609	83.0	603	9.7	0.5	

CPG6_135 267 1.24 0.8 0.0 0.1 0.0 0.4 578 5.7 579 4.3 577 27.0 579 4.3 0.3

Table 14: HR-ICP-MS U-Pb data for sample CPG7

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
CPG7_1	60	1.45	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	632	11.0	612	5.8	687	51.0	612	5.8	3.1	
CPG7_2	154	1.43	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	663	7.6	659	5.4	675	34.0	659	5.4	0.6	
CPG7_3	137	1.17	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	543	18.0	543	15.0	538	98.0	543	15.0	0.0	
CPG7_4	188	0.79	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	558	7.1	555	5.2	566	35.0	555	5.2	0.6	
CPG7_5	132	2.20	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	647	7.4	649	5.5	635	35.0	649	5.5	0.2	
CPG7_6	105	1.64	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	664	11.0	666	8.2	648	49.0	666	8.2	0.3	
CPG7_7	61	2.31	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	573	13.0	573	6.9	558	63.0	573	6.9	0.1	
CPG7_8	135	1.83	6.8	0.1	0.4	0.0	0.9	2086	16.0	2022	29.0	2162	19.0	2162	19.0	6.5	
CPG7_9	150	1.02	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	727	8.4	718	6.9	754	31.0	718	6.9	1.2	
CPG7_10	174	2.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	642	17.0	623	12.0	706	80.0	623	12.0	3.0	
CPG7_11	89	1.08	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	625	10.0	628	6.3	608	51.0	628	6.3	0.5	
CPG7_12	277	5.68	6.4	0.1	0.4	0.0	0.7	2029	7.9	2017	16.0	2043	14.0	2043	14.0	1.3	
CPG7_13	178	2.55	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	599	8.6	596	5.1	611	39.0	596	5.1	0.4	
CPG7_14	456	18.50	5.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1885	8.9	1779	15.0	2011	14.0	2011	14.0	11.5	
CPG7_15	396	3.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	570	6.1	569	4.6	576	28.0	569	4.6	0.2	
CPG7_16	163	0.76	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	538	7.2	532	4.9	558	35.0	532	4.9	1.2	
CPG7_17	194	2.27	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1034	7.6	1028	7.8	1049	22.0	1049	22.0	2.0	
CPG7_18	164	0.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	598	7.3	588	5.0	629	35.0	588	5.0	1.6	
CPG7_19	947	4.01	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	635	4.2	633	4.4	645	15.0	633	4.4	0.2	
CPG7_21	296	0.83	3.5	0.0	0.3	0.0	0.6	1534	5.9	1519	10.0	1558	13.0	1558	13.0	2.5	
CPG7_22	74	1.35	2.5	0.0	0.2	0.0	0.2	1260	9.2	1259	9.9	1260	26.0	1260	26.0	0.1	
CPG7_23	203	1.76	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	561	6.3	554	4.8	591	32.0	554	4.8	1.2	
CPG7_24	351	0.79	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	613	6.9	610	5.7	626	30.0	610	5.7	0.5	
CPG7_25	166	2.87	5.8	0.1	0.3	0.0	0.5	1944	7.4	1924	11.0	1968	14.0	1968	14.0	2.2	
CPG7_26	131	0.94	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	671	11.0	665	8.4	689	49.0	665	8.4	0.9	
CPG7_28	126	0.99	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	584	9.1	588	6.7	564	46.0	588	6.7	0.7	
CPG7_29	102	1.20	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	622	10.0	618	8.2	634	48.0	618	8.2	0.7	
CPG7_31	213	1.24	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	635	8.6	616	6.9	702	39.0	616	6.9	3.0	
CPG7_32	101	1.34	3.0	0.0	0.2	0.0	0.6	1399	12.0	1404	17.0	1392	26.0	1392	26.0	0.9	
CPG7_33	307	0.78	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	575	7.3	562	6.8	629	27.0	562	6.8	2.2	
CPG7_35	201	0.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	609	6.4	607	4.9	608	31.0	607	4.9	0.2	
CPG7_37	125	1.66	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	603	8.8	598	6.3	613	43.0	598	6.3	0.8	
CPG7_38	443	1.25	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	610	9.2	559	9.1	793	35.0	559	9.1	8.4	
CPG7_39	229	2.84	2.5	0.0	0.2	0.0	0.4	1273	7.2	1265	9.0	1283	20.0	1283	20.0	1.4	
CPG7_40	109	1.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	572	8.2	559	4.9	613	42.0	559	4.9	2.4	
CPG7_41	125	1.02	3.2	0.0	0.3	0.0	0.6	1447	9.1	1458	10.0	1431	20.0	1431	20.0	1.9	
CPG7_42	60	1.06	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	941	10.0	941	7.5	940	33.0	940	33.0	0.1	
CPG7_43	58	1.04	5.5	0.1	0.3	0.0	0.5	1891	10.0	1842	14.0	1941	19.0	1941	19.0	5.1	
CPG7_44	627	8.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	609	9.2	610	9.2	602	40.0	610	9.2	0.1	
CPG7_45	57	0.86	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	586	12.0	582	6.9	585	61.0	582	6.9	0.7	
CPG7_46	219	1.33	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	548	6.2	543	5.0	563	31.0	543	5.0	0.9	
CPG7_47	116	0.69	12.0	0.1	0.5	0.0	0.8	2600	8.8	2539	21.0	2645	11.0	2645	11.0	4.0	
CPG7_48	547	148.00	0.7	0.0	0.1	0.0	0.8	548	16.0	545	14.0	557	53.0	545	14.0	0.5	R
CPG7_48	123	2.03	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	776	10.0	768	6.8	786	42.0	768	6.8	1.1	C
CPG7_49	301	1.88	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	470	9.5	433	7.4	662	52.0	433	7.4	7.9	
CPG7_50	88	2.16	2.1	0.0	0.2	0.0	0.4	1152	10.0	1126	10.0	1200	26.0	1200	26.0	6.2	
CPG7_51	390	1.55	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	591	6.4	588	6.4	593	29.0	588	6.4	0.5	

CPG7_52	126	1.18	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	630	8.0	632	5.3	617	39.0	632	5.3	0.2	
CPG7_53	442	3.19	6.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2056	8.6	2022	19.0	2098	14.0	2098	14.0	3.6	
CPG7_54	86	0.95	3.4	0.0	0.3	0.0	0.6	1505	10.0	1496	15.0	1510	22.0	1510	22.0	0.9	
CPG7_55	194	1.99	5.3	0.1	0.3	0.0	0.7	1866	8.4	1785	13.0	1955	14.0	1955	14.0	8.7	
CPG7_56	60	0.77	3.8	0.0	0.3	0.0	0.0	1586	10.0	1493	13.0	1702	24.0	1702	24.0	12.3	
CPG7_57	262	2.59	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	584	6.1	585	4.8	575	31.0	585	4.8	0.1	
CPG7_58	168	2.54	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	540	6.1	540	4.4	533	33.0	540	4.4	0.2	
CPG7_59	84	1.67	4.9	0.1	0.3	0.0	0.3	1807	11.0	1779	18.0	1837	25.0	1837	25.0	3.2	
CPG7_60	214	26.30	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	654	12.0	638	14.0	719	44.0	638	14.0	2.4	R
CPG7_60	126	4.64	2.1	0.0	0.2	0.0	0.5	1152	12.0	1109	16.0	1234	30.0	1234	30.0	10.1	C
CPG7_61	256	1.02	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	589	7.3	566	4.6	672	35.0	566	4.6	4.0	
CPG7_62	93	0.95	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	598	16.0	595	10.0	605	72.0	595	10.0	0.5	
CPG7_63	151	1.95	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1060	16.0	1041	18.0	1093	43.0	1093	43.0	4.8	C
CPG7_64	192	0.68	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	645	11.0	600	5.4	783	56.0	600	5.4	7.0	
CPG7_65	144	1.25	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	614	7.0	619	5.1	586	35.0	619	5.1	0.8	
CPG7_66	72	2.09	2.3	0.0	0.2	0.0	0.4	1210	9.8	1208	10.0	1215	26.0	1215	26.0	0.6	
CPG7_67	259	2.60	2.1	0.0	0.2	0.0	0.5	1161	7.5	1136	8.7	1205	20.0	1205	20.0	5.8	
CPG7_68	236	0.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	573	18.0	558	7.9	618	86.0	558	7.9	2.6	
CPG7_69	60	0.98	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	691	12.0	655	7.1	800	49.0	655	7.1	5.2	
CPG7_71	23	1.14	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	632	20.0	659	11.0	510	90.0	659	11.0	4.3	
CPG7_72	303	2.52	14.4	0.1	0.5	0.0	0.6	2773	6.2	2708	14.0	2820	9.5	2820	9.5	4.0	
CPG7_73	650	6.65	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	542	11.0	500	8.5	714	58.0	500	8.5	7.7	
CPG7_74	332	2.36	4.0	0.0	0.3	0.0	0.7	1626	7.5	1555	11.0	1718	13.0	1718	13.0	9.5	
CPG7_75	57	0.91	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	631	10.0	636	6.1	600	48.0	636	6.1	0.8	
CPG7_76	221	1.23	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	625	9.8	621	8.0	633	46.0	621	8.0	0.5	
CPG7_77	287	0.84	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	614	5.9	598	5.0	668	26.0	598	5.0	2.5	
CPG7_78	48	1.33	4.1	0.1	0.3	0.0	0.4	1642	12.0	1564	15.0	1752	24.0	1752	24.0	10.7	
CPG7_79	275	0.84	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	611	7.6	582	6.1	715	31.0	582	6.1	4.7	
CPG7_80	139	2.13	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	610	9.9	607	9.1	603	42.0	607	9.1	0.5	
CPG7_81	80	0.96	6.9	0.1	0.4	0.0	0.6	2101	9.5	2099	18.0	2105	17.0	2105	17.0	0.3	
CPG7_82	429	1.10	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	271	4.0	272	2.8	255	36.0	272	2.8	0.4	
CPG7_83	146	1.73	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	699	11.0	636	5.8	893	43.0	636	5.8	9.1	
CPG7_84	239	1.44	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	612	9.3	608	6.6	619	42.0	608	6.6	0.6	
CPG7_85	63	0.76	6.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2058	11.0	2032	17.0	2084	17.0	2084	17.0	2.5	
CPG7_86	223	0.93	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	626	9.9	628	9.2	612	47.0	628	9.2	0.3	
CPG7_87	145	0.77	5.8	0.2	0.3	0.0	0.7	1933	35.0	1792	66.0	2100	35.0	2100	35.0	14.7	
CPG7_88	120	1.81	6.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2094	8.1	2073	14.0	2115	13.0	2115	13.0	2.0	
CPG7_89	239	3.54	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	446	5.4	442	3.3	445	33.0	442	3.3	0.9	
CPG7_90	190	2.08	5.4	0.1	0.3	0.0	0.8	1885	9.4	1729	17.0	2057	14.0	2057	14.0	15.9	
CPG7_91	156	1.70	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	387	5.9	385	3.2	380	41.0	385	3.2	0.5	
CPG7_93	497	3.38	5.7	0.1	0.3	0.0	0.8	1938	12.0	1714	18.0	2183	14.0	2183	14.0	21.5	
CPG7_94	140	0.95	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	551	11.0	551	10.0	551	59.0	551	10.0	0.0	
CPG7_95	140	2.27	7.3	0.1	0.4	0.0	0.6	2146	8.0	2146	17.0	2137	15.0	2137	15.0	0.4	
CPG7_96	427	25.90	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	549	5.8	528	4.4	624	26.0	528	4.4	3.8	
CPG7_97	42	0.65	2.1	0.0	0.2	0.0	0.3	1161	13.0	1166	11.0	1144	38.0	1144	38.0	1.9	
CPG7_98	409	7.65	3.1	0.0	0.2	0.0	0.6	1435	6.1	1428	8.8	1440	13.0	1440	13.0	0.8	
CPG7_100	130	1.19	7.3	0.1	0.4	0.0	0.5	2143	6.6	2147	13.0	2136	12.0	2136	12.0	0.5	
CPG7_101	23	151.00	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	694	24.0	668	14.0	750	110.0	668	14.0	3.7	
CPG7_102	798	2.27	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	294	8.2	289	4.9	319	70.0	289	4.9	1.4	
CPG7_103	212	2.15	3.4	0.0	0.3	0.0	0.7	1496	7.6	1471	11.0	1526	14.0	1526	14.0	3.6	
CPG7_104	31	0.97	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	615	15.0	602	7.4	638	68.0	602	7.4	2.2	
CPG7_106	83	2.67	2.6	0.0	0.2	0.0	0.3	1286	10.0	1283	10.0	1292	28.0	1292	28.0	0.7	
CPG7_107	164	0.76	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	643	10.0	639	9.1	655	43.0	639	9.1	0.7	
CPG7_108	117	1.09	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	675	12.0	670	8.9	700	53.0	670	8.9	0.7	

CPG7_109	173	1.55	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	599	9.0	611	7.0	545	46.0	611	7.0	1.9	
CPG7_110	164	1.18	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	632	8.4	630	6.3	631	39.0	630	6.3	0.3	
CPG7_111	255	1.20	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	598	6.3	604	4.8	575	28.0	604	4.8	1.0	
CPG7_112	180	3.47	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	540	8.1	537	5.6	561	41.0	537	5.6	0.5	
CPG7_113	172	2.80	1.6	0.0	0.2	0.0	0.1	954	8.9	948	11.0	969	26.0	969	26.0	2.2	
CPG7_114	111	2.30	5.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1949	15.0	1813	23.0	2103	20.0	2103	20.0	13.8	
CPG7_115	686	13.15	5.8	0.1	0.3	0.0	0.5	1950	8.7	1863	15.0	2047	12.0	2047	12.0	9.0	
CPG7_116	487	4.92	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	579	4.3	581	4.3	579	20.0	581	4.3	0.3	
CPG7_117	153	1.43	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	629	7.6	633	5.5	611	37.0	633	5.5	0.7	
CPG7_118	195	1.43	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	595	6.2	591	4.9	616	32.0	591	4.9	0.7	
CPG7_119	138	2.24	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2084	10.0	2066	18.0	2111	14.0	2111	14.0	2.1	
CPG7_120	172	0.65	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	578	9.6	572	11.0	606	53.0	572	11.0	1.0	
CPG7_121	79	1.01	4.8	0.1	0.3	0.0	0.4	1787	9.7	1775	13.0	1804	20.0	1804	20.0	1.6	
CPG7_122	122	1.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	609	7.7	612	5.1	596	38.0	612	5.1	0.6	
CPG7_123	176	0.89	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	591	8.6	571	5.6	681	38.0	571	5.6	3.4	
CPG7_124	227	23.50	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	565	12.0	558	9.2	618	61.0	558	9.2	1.3	R
CPG7_124	91	0.67	4.8	0.1	0.3	0.0	0.5	1776	13.0	1743	17.0	1816	26.0	1816	26.0	4.0	C
CPG7_125	86	1.88	2.7	0.0	0.2	0.0	0.2	1331	7.7	1329	8.8	1337	22.0	1337	22.0	0.6	
CPG7_126	96	1.10	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	623	9.2	620	6.2	628	44.0	620	6.2	0.4	
CPG7_127	165	0.70	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	572	7.2	566	4.9	589	34.0	566	4.9	1.0	
CPG7_128	245	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	596	5.5	602	4.8	580	27.0	602	4.8	1.0	
CPG7_129	202	5.10	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	638	9.2	638	6.5	647	39.0	638	6.5	0.1	
CPG7_130	267	1.36	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	549	5.2	542	3.7	584	25.0	542	3.7	1.2	
CPG7_131	317	1.14	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	653	14.0	615	10.0	817	66.0	615	10.0	5.8	
CPG7_132	193	1.80	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	639	7.8	631	5.7	662	37.0	631	5.7	1.3	
CPG7_134	94	1.98	11.5	0.1	0.5	0.0	0.6	2565	9.5	2544	18.0	2590	15.0	2590	15.0	1.8	
CPG7_135	222	1.33	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	606	5.8	606	4.7	605	28.0	606	4.7	0.0	

Table 15: HR-ICP-MS U-Pb data for sample CPG8

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
CPG8_1	167	0.97	1.7	0.0	0.2	0.0	0.3	1011	7.0	1018	6.4	1007	24.0	1007	24.0	1.1	
CPG8_2	510	1.32	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	307	4.1	305	2.6	322	33.0	305	2.6	0.7	
CPG8_3	165	2.88	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	715	8.9	721	6.3	700	38.0	721	6.3	0.7	
CPG8_4	144	3.00	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	461	7.6	467	7.2	441	44.0	467	7.2	1.3	
CPG8_5	1261	2.57	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	632	3.7	633	3.5	634	15.0	633	3.5	0.1	
CPG8_6	468	5.72	0.4	0.0	0.0	0.0	0.5	312	6.6	313	4.7	311	48.0	313	4.7	0.2	R
CPG8_6	158	3.19	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	563	11.0	560	7.2	577	53.0	560	7.2	0.6	C
CPG8_7	142	1.05	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	984	9.7	977	8.6	1004	27.0	1004	27.0	2.7	
CPG8_8	538	4.61	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	492	12.0	491	8.2	510	58.0	491	8.2	0.3	R
CPG8_8	144	2.56	4.5	0.1	0.3	0.0	0.9	1730	25.0	1654	36.0	1833	22.0	1833	22.0	9.8	C
CPG8_9	393	3.17	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	364	8.1	362	6.1	377	64.0	362	6.1	0.6	
CPG8_10	598	5.09	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	575	5.2	554	5.9	671	25.0	554	5.9	3.7	
CPG8_11	87	2.01	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	745	8.4	734	7.8	791	37.0	734	7.8	1.6	
CPG8_12	424	1.90	4.1	0.1	0.3	0.0	0.8	1646	11.0	1535	15.0	1801	13.0	1801	13.0	14.8	
CPG8_13	123	0.83	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1039	13.0	1032	10.0	1059	35.0	1059	35.0	2.5	
CPG8_14	318	1.42	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	492	6.3	497	5.2	474	36.0	497	5.2	1.0	
CPG8_15	310	3.48	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	308	6.4	300	6.1	376	56.0	300	6.1	2.7	
CPG8_17	36	1.67	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	676	12.0	670	6.7	686	53.0	670	6.7	0.9	
CPG8_18	38	1.26	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	567	15.0	594	6.9	441	81.0	594	6.9	4.8	
CPG8_19	251	4.35	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	478	5.2	478	3.3	482	31.0	478	3.3	0.2	
CPG8_20	362	80.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	603	16.0	604	15.0	624	44.0	604	15.0	0.2	R

CPG8_20	176	1.63	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	790	6.7	796	5.8	782	27.0	796	5.8	0.7	C
CPG8_21	152	0.67	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	599	6.5	596	4.7	603	33.0	596	4.7	0.5	
CPG8_22	127	1.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	616	16.0	606	11.0	649	68.0	606	11.0	1.6	
CPG8_23	378	2.58	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	473	11.0	471	8.5	489	56.0	471	8.5	0.4	R
CPG8_23	82	1.21	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	783	12.0	753	7.7	867	47.0	753	7.7	3.9	C
CPG8_25	232	0.74	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	619	6.3	617	5.4	634	28.0	617	5.4	0.2	
CPG8_26	401	1.62	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	470	4.4	469	3.2	469	23.0	469	3.2	0.2	
CPG8_27	201	1.60	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	656	7.6	652	5.0	665	34.0	652	5.0	0.7	
CPG8_28	124	1.02	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	929	9.1	944	7.8	892	33.0	892	33.0	5.9	
CPG8_29	341	1.86	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	651	4.8	647	4.6	669	23.0	647	4.6	0.6	
CPG8_30	82	1.45	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	965	9.3	960	9.5	976	29.0	976	29.0	1.7	
CPG8_31	369	5.08	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	469	6.8	467	4.7	471	41.0	467	4.7	0.3	
CPG8_32	327	2.29	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	452	7.2	444	4.7	481	49.0	444	4.7	1.7	
CPG8_33	145	0.57	4.9	0.1	0.3	0.0	0.6	1806	8.6	1764	14.0	1860	16.0	1860	16.0	5.2	
CPG8_34	100	1.00	1.4	0.0	0.1	0.0	0.3	890	8.3	874	7.0	926	30.0	926	30.0	5.6	
CPG8_35	116	1.69	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	632	7.3	629	5.0	637	35.0	629	5.0	0.5	
CPG8_36	63	0.40	1.7	0.0	0.2	0.0	0.2	1003	10.0	1003	8.7	997	34.0	997	34.0	0.6	
CPG8_37	357	6.57	0.5	0.0	0.1	0.0	0.4	442	5.3	435	4.0	476	30.0	435	4.0	1.6	
CPG8_38	211	1.57	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	476	6.6	474	3.6	462	37.0	474	3.6	0.4	
CPG8_39	23	0.92	7.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2179	14.0	2173	17.0	2181	27.0	2181	27.0	0.4	
CPG8_40	123	0.95	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	738	8.3	743	6.5	720	32.0	743	6.5	0.7	
CPG8_41	201	2.32	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	294	4.9	290	2.8	321	44.0	290	2.8	1.4	
CPG8_42	447	1.77	1.4	0.0	0.1	0.0	0.7	908	9.8	820	9.9	1129	25.0	820	9.9	9.7	
CPG8_43	636	6.12	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	483	8.7	481	6.3	498	54.0	481	6.3	0.4	
CPG8_44	191	1.55	1.2	0.0	0.1	0.0	0.7	801	10.0	775	10.0	880	29.0	775	10.0	3.2	
CPG8_45	55	1.33	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	690	12.0	683	6.2	694	51.0	683	6.2	1.0	
CPG8_46	75	0.84	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	638	9.1	639	5.3	634	45.0	639	5.3	0.0	
CPG8_47	400	1.20	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	342	4.0	343	2.7	336	30.0	343	2.7	0.3	
CPG8_48	97	1.65	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1017	8.1	1011	7.2	1029	23.0	1029	23.0	1.7	
CPG8_49	252	2.11	3.7	0.0	0.3	0.0	0.6	1561	8.9	1581	12.0	1539	18.0	1539	18.0	2.7	
CPG8_50	233	2.67	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	772	7.6	775	6.2	768	25.0	775	6.2	0.4	
CPG8_51	380	1.42	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	66	2.8	65	1.0	101	89.0	65	1.0	0.8	
CPG8_52	214	1.70	8.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2329	9.7	2191	22.0	2455	14.0	2455	14.0	10.8	C
CPG8_53	225	1.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	603	9.5	589	11.0	651	45.0	589	11.0	2.3	
CPG8_54	27	1.71	12.7	0.2	0.5	0.0	0.5	2655	12.0	2601	21.0	2699	20.0	2699	20.0	3.6	
CPG8_55	213	1.40	6.0	0.2	0.3	0.0	0.9	1974	29.0	1732	42.0	2241	27.0	2241	27.0	22.7	
CPG8_56	1346	7.93	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	670	9.1	663	8.9	695	31.0	663	8.9	1.0	
CPG8_57	179	1.16	5.1	0.0	0.3	0.0	0.6	1828	7.6	1829	10.0	1830	14.0	1830	14.0	0.1	
CPG8_58	211	1.34	5.2	0.1	0.3	0.0	0.9	1856	13.0	1864	21.0	1861	16.0	1861	16.0	0.2	
CPG8_59	203	3.72	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	485	7.6	484	5.0	485	41.0	484	5.0	0.2	
CPG8_60	367	6.83	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	492	7.4	484	5.7	523	46.0	484	5.7	1.8	
CPG8_61	395	1.20	11.0	0.1	0.5	0.0	0.9	2519	7.9	2417	17.0	2601	8.9	2601	8.9	7.1	
CPG8_62	375	2.23	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	566	4.6	556	3.0	606	22.0	556	3.0	1.7	
CPG8_63	209	2.10	1.0	0.0	0.1	0.0	0.6	690	9.2	680	9.1	736	37.0	680	9.1	1.4	
CPG8_64	418	3.89	3.6	0.0	0.2	0.0	0.8	1559	10.0	1404	14.0	1779	13.0	1779	13.0	21.1	
CPG8_65	86	1.75	1.5	0.0	0.2	0.0	0.4	915	11.0	918	12.0	915	38.0	915	38.0	0.3	
CPG8_66	139	2.12	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	610	10.0	604	5.8	630	48.0	604	5.8	1.0	
CPG8_67	112	1.89	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	598	9.8	595	7.2	607	43.0	595	7.2	0.5	
CPG8_68	50	2.08	8.1	0.1	0.4	0.0	0.5	2238	9.6	2216	16.0	2258	18.0	2258	18.0	1.9	
CPG8_69	259	1.45	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	305	5.4	308	3.8	295	46.0	308	3.8	1.3	
CPG8_71	63	1.13	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	674	12.0	672	9.8	682	45.0	672	9.8	0.3	
CPG8_72	84	1.07	1.8	0.0	0.2	0.0	0.2	1041	8.9	1013	7.4	1099	28.0	1099	28.0	7.8	
CPG8_73	84	1.64	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	655	8.4	660	5.7	645	40.0	660	5.7	0.6	
CPG8_74	606	5.83	5.0	0.1	0.3	0.0	0.7	1819	12.0	1843	24.0	1800	21.0	1800	21.0	2.4	

CPG8_75	190	2.60	1.5	0.0	0.2	0.0	0.5	932	7.6	924	8.2	960	22.0	960	22.0	3.8	
CPG8_76	279	2.60	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	478	4.4	479	4.3	485	27.0	479	4.3	0.1	
CPG8_77	479	7.58	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	481	4.2	487	3.5	459	22.0	487	3.5	1.2	
CPG8_79	217	1.57	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	304	4.5	305	2.8	295	37.0	305	2.8	0.4	
CPG8_80	164	1.41	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	768	8.4	762	8.0	787	31.0	762	8.0	0.8	
CPG8_81	215	1.61	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	299	4.9	290	2.6	358	45.0	290	2.6	2.7	
CPG8_82	142	1.99	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	954	8.8	957	8.9	948	27.0	948	27.0	0.9	
CPG8_83	502	6.48	0.5	0.0	0.1	0.0	0.8	439	8.5	410	6.6	598	45.0	410	6.6	6.6	R
CPG8_83	400	1.57	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	533	6.4	514	4.3	611	34.0	514	4.3	3.5	C
CPG8_84	176	4.61	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	636	5.8	637	5.2	630	27.0	637	5.2	0.2	
CPG8_85	430	2.75	1.2	0.0	0.1	0.0	0.6	780	14.0	772	15.0	796	47.0	772	15.0	1.0	
CPG8_86	284	7.93	0.6	0.0	0.1	0.0	0.5	461	7.0	457	5.9	470	37.0	457	5.9	0.9	
CPG8_87	257	1.17	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	650	5.7	649	4.0	647	26.0	649	4.0	0.3	
CPG8_88	43	1.36	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	697	14.0	690	7.6	693	56.0	690	7.6	1.0	
CPG8_89	259	2.57	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	546	12.0	497	6.2	739	60.0	497	6.2	9.0	
CPG8_90	391	9.41	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	480	7.7	479	6.7	480	41.0	479	6.7	0.1	
CPG8_91	31	2.17	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	656	15.0	666	7.8	594	68.0	666	7.8	1.5	
CPG8_92	94	0.64	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1020	12.0	1000	9.4	1045	34.0	1045	34.0	4.3	
CPG8_93	296	0.86	11.5	0.1	0.5	0.0	0.6	2566	9.1	2519	14.0	2591	13.0	2591	13.0	2.8	
CPG8_94	335	1.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	622	5.1	605	3.8	665	24.0	605	3.8	2.7	
CPG8_96	727	2.63	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	301	6.2	293	4.6	337	52.0	293	4.6	2.5	R
CPG8_96	112	1.48	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	461	15.0	458	6.8	446	97.0	458	6.8	0.8	C
CPG8_97	137	0.64	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	629	7.1	621	4.5	632	32.0	621	4.5	1.3	
CPG8_98	26	0.77	10.8	0.1	0.5	0.0	0.5	2507	11.0	2492	18.0	2501	18.0	2501	18.0	0.4	
CPG8_99	323	1.29	6.4	0.1	0.4	0.0	0.7	2037	6.8	2030	13.0	2025	9.8	2025	9.8	0.3	
CPG8_100	286	1.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	609	6.2	595	5.4	633	26.0	595	5.4	2.2	
CPG8_101	166	1.11	12.1	0.1	0.5	0.0	0.6	2608	6.8	2614	17.0	2588	12.0	2588	12.0	1.0	
CPG8_102	248	1.58	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	468	8.6	461	6.4	466	49.0	461	6.4	1.4	
CPG8_103	107	1.30	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	701	8.8	709	6.4	666	36.0	709	6.4	1.1	
CPG8_104	197	2.47	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	713	6.2	711	5.8	700	25.0	711	5.8	0.3	
CPG8_106	239	7.84	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	480	6.2	479	3.9	468	33.0	479	3.9	0.2	
CPG8_107	277	1.59	0.6	0.0	0.1	0.0	0.2	472	5.8	473	4.4	455	36.0	473	4.4	0.2	
CPG8_108	462	2.37	4.9	0.1	0.3	0.0	0.9	1807	9.7	1788	18.0	1827	10.0	1827	10.0	2.1	
CPG8_109	291	1.40	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	720	5.4	720	5.4	718	22.0	720	5.4	0.0	
CPG8_110	323	4.08	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	503	8.1	490	5.7	556	42.0	490	5.7	2.5	
CPG8_112	151	1.40	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	623	9.1	629	5.9	599	41.0	629	5.9	1.0	
CPG8_113	440	1.49	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	60	4.1	61	1.4	60	140.0	61	1.4	1.8	
CPG8_114	541	2.71	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	295	10.0	271	4.6	498	92.0	271	4.6	8.2	
CPG8_115	622	54.00	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	489	9.0	491	6.7	486	41.0	491	6.7	0.4	
CPG8_116	112	1.23	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	307	7.8	289	3.0	439	61.0	289	3.0	5.6	
CPG8_117	155	0.95	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	306	7.1	298	3.3	375	62.0	298	3.3	2.7	
CPG8_119	350	3.86	0.6	0.0	0.1	0.0	0.4	469	5.0	471	4.0	467	29.0	471	4.0	0.4	
CPG8_120	221	1.50	10.3	0.1	0.5	0.0	0.7	2463	9.6	2436	18.0	2493	13.0	2493	13.0	2.3	
CPG8_121	190	1.45	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	989	12.0	987	11.0	1004	34.0	1004	34.0	1.7	
CPG8_122	114	0.69	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	960	9.4	945	7.8	998	28.0	998	28.0	5.3	
CPG8_123	444	1.36	1.8	0.0	0.2	0.0	0.7	1046	5.5	1038	7.4	1075	14.0	1075	14.0	3.5	
CPG8_125	344	4.85	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	470	12.0	473	9.5	462	70.0	473	9.5	0.6	
CPG8_126	313	1.45	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	639	4.5	634	5.0	661	23.0	634	5.0	0.8	
CPG8_127	59	2.09	1.3	0.0	0.1	0.0	0.2	835	12.0	857	8.5	781	45.0	781	8.5	2.7	
CPG8_128	257	2.68	1.3	0.0	0.1	0.0	0.2	824	5.8	830	4.7	805	22.0	830	4.7	0.8	
CPG8_129	261	2.07	17.1	0.1	0.6	0.0	0.7	2940	6.4	2898	14.0	2970	8.0	2970	8.0	2.4	
CPG8_130	127	1.32	2.0	0.0	0.2	0.0	0.4	1125	9.0	1119	8.4	1130	26.0	1130	26.0	1.0	
CPG8_132	200	2.41	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	309	6.4	308	3.4	304	54.0	308	3.4	0.4	
CPG8_133	401	3.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.7	674	18.0	640	14.0	790	61.0	640	14.0	5.0	R

CPG8_133	236	1.65	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	981	10.0	917	10.0	1122	29.0	1122	29.0	18.3	C
CPG8_134	646	12.32	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	305	3.6	303	1.9	317	28.0	303	1.9	0.7	
CPG8_135	212	3.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	586	6.9	584	5.8	593	34.0	584	5.8	0.4	

Table 16: HR-ICP-MS U-Pb data for sample M1

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	207/235 (Ma)	2 σ error	206/238 (Ma)	2 σ error	207/206 (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
M1_1	79	1.48	1.6	0.0	0.2	0.0	0.3	980	10.0	991	11.0	951	33.0	951	33.0	4.2	
M1_2	158	1.27	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	620	7.6	628	6.2	585	38.0	628	6.2	1.4	
M1_3	101	0.91	18.0	0.1	0.6	0.0	0.6	2986	7.6	3010	16.0	2964	9.9	2964	9.9	1.5	
M1_4	277	1.10	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	628	6.3	626	5.4	631	29.0	626	5.4	0.2	
M1_5	493	1.40	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	581	4.1	572	3.2	613	20.0	572	3.2	1.6	
M1_6	85	1.33	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	752	10.0	741	7.3	778	42.0	741	7.3	1.5	
M1_7	94	0.65	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	544	8.4	544	5.1	527	43.0	544	5.1	0.1	
M1_8	245	0.96	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	606	8.9	610	6.7	582	39.0	610	6.7	0.6	
M1_9	103	2.04	7.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2202	9.9	2193	17.0	2208	16.0	2208	16.0	0.7	
M1_10	69	0.68	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	564	17.0	574	11.0	502	81.0	574	11.0	1.8	
M1_11	248	1.59	7.0	0.1	0.4	0.0	0.8	2107	8.5	2110	14.0	2102	12.0	2102	12.0	0.4	
M1_12	38	1.02	4.7	0.1	0.3	0.0	0.4	1769	12.0	1764	15.0	1772	27.0	1772	27.0	0.5	
M1_13	65	1.27	7.1	0.1	0.4	0.0	0.5	2126	11.0	2136	20.0	2117	21.0	2117	21.0	0.9	
M1_14	73	0.84	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	623	13.0	623	7.7	608	56.0	623	7.7	0.1	
M1_15	78	2.54	1.6	0.0	0.2	0.0	0.1	972	9.0	980	8.6	949	32.0	949	32.0	3.3	
M1_16	219	2.76	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	552	6.5	553	4.9	543	32.0	553	4.9	0.3	
M1_17	535	1.16	0.4	0.0	0.1	0.0	0.5	322	5.0	315	4.6	371	38.0	315	4.6	1.9	
M1_18	421	3.69	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	624	5.4	612	4.6	665	21.0	612	4.6	1.9	
M1_19	100	1.04	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	639	11.0	628	7.4	662	51.0	628	7.4	1.7	
M1_20	253	2.77	4.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1731	9.2	1542	12.0	1966	14.0	1966	14.0	21.6	
M1_21	208	0.94	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	613	13.0	594	8.3	677	50.0	594	8.3	3.1	
M1_22	374	0.83	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	517	5.0	517	3.8	507	28.0	517	3.8	0.1	
M1_23	409	1.25	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	601	4.3	606	4.1	592	19.0	606	4.1	0.8	
M1_24	157	1.62	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2078	14.0	2005	30.0	2155	21.0	2155	21.0	7.0	
M1_25	20	1.29	5.1	0.1	0.3	0.0	0.4	1832	17.0	1834	20.0	1830	36.0	1830	36.0	0.2	
M1_26	34	1.99	8.0	0.1	0.4	0.0	0.3	2229	10.0	2236	17.0	2223	21.0	2223	21.0	0.6	
M1_27	80	1.55	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	761	10.0	762	7.4	748	42.0	762	7.4	0.1	
M1_28	226	1.12	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	649	6.9	641	5.0	673	32.0	641	5.0	1.2	
M1_29	91	1.15	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	718	9.3	714	6.3	725	38.0	714	6.3	0.5	
M1_30	60	1.74	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	556	11.0	555	6.4	544	57.0	555	6.4	0.2	
M1_31	236	0.33	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	563	4.8	561	4.1	565	27.0	561	4.1	0.3	
M1_32	360	10.48	6.3	0.1	0.4	0.0	0.7	2013	7.0	1935	15.0	2093	12.0	2093	12.0	7.5	
M1_33	46	0.97	5.5	0.1	0.3	0.0	0.5	1892	18.0	1827	32.0	1962	37.0	1962	37.0	6.9	
M1_34	231	2.00	1.0	0.0	0.1	0.0	0.6	693	6.7	695	5.9	694	24.0	695	5.9	0.3	
M1_35	289	4.18	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	977	6.4	981	7.4	961	20.0	961	20.0	2.1	
M1_36	147	1.01	4.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1737	12.0	1696	16.0	1781	23.0	1781	23.0	4.8	
M1_37	156	0.86	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	638	6.8	642	4.7	612	31.0	642	4.7	0.7	
M1_38	91	1.53	7.5	0.1	0.4	0.0	0.6	2170	10.0	2190	19.0	2143	17.0	2143	17.0	2.2	
M1_39	863	1.58	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	584	4.2	584	3.6	576	20.0	584	3.6	0.1	
M1_40	380	2.79	6.6	0.0	0.4	0.0	0.6	2058	6.7	2027	12.0	2084	12.0	2084	12.0	2.7	
M1_41	182	0.90	5.4	0.1	0.3	0.0	0.5	1885	9.0	1884	15.0	1883	18.0	1883	18.0	0.1	
M1_42	116	1.01	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	630	11.0	613	6.3	683	50.0	613	6.3	2.8	
M1_43	137	1.90	1.6	0.0	0.2	0.0	0.2	967	7.4	939	7.8	1026	27.0	1026	27.0	8.5	
M1_44	73	1.44	6.4	0.1	0.3	0.0	0.7	2024	12.0	1884	25.0	2169	20.0	2169	20.0	13.1	
M1_45	84	1.68	1.9	0.0	0.2	0.0	0.4	1098	9.0	1093	9.0	1110	26.0	1110	26.0	1.6	

M1_46	137	0.65	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	546	7.6	544	5.0	541	39.0	544	5.0	0.4
M1_47	66	3.27	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	577	9.8	563	6.2	618	47.0	563	6.2	2.5
M1_48	176	1.02	6.2	0.1	0.3	0.0	0.7	2010	17.0	1914	31.0	2104	21.0	2104	21.0	9.0
M1_49	153	1.48	5.8	0.1	0.3	0.0	0.8	1949	13.0	1912	21.0	1989	17.0	1989	17.0	3.9
M1_50	373	1.26	0.4	0.0	0.1	0.0	0.3	369	4.9	367	3.5	367	34.0	367	3.5	0.3
M1_51	138	0.32	2.3	0.0	0.2	0.0	0.3	1224	6.9	1224	8.4	1222	20.0	1222	20.0	0.2
M1_53	1054	4.55	2.2	0.0	0.2	0.0	0.8	1173	6.6	1164	8.9	1186	13.0	1186	13.0	1.8
M1_54	24	1.95	1.2	0.0	0.1	0.0	0.2	813	19.0	805	12.0	821	73.0	805	12.0	1.0
M1_55	170	1.82	2.4	0.0	0.2	0.0	0.5	1250	8.0	1246	7.5	1258	20.0	1258	20.0	1.0
M1_56	73	1.57	6.3	0.1	0.4	0.0	0.4	2017	8.6	2034	13.0	2002	17.0	2002	17.0	1.6
M1_57	110	2.08	3.7	0.0	0.3	0.0	0.5	1572	9.0	1580	13.0	1565	19.0	1565	19.0	1.0
M1_58	125	1.21	7.5	0.1	0.4	0.0	0.5	2178	9.3	2220	15.0	2141	16.0	2141	16.0	3.7
M1_59	22	0.53	16.2	0.2	0.6	0.0	0.3	2886	12.0	2916	24.0	2865	22.0	2865	22.0	1.8
M1_60	213	1.44	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	545	6.7	537	4.6	579	35.0	537	4.6	1.4
M1_61	564	2.11	2.5	0.0	0.2	0.0	0.5	1258	6.7	1262	10.0	1255	17.0	1255	17.0	0.6
M1_62	37	1.09	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	649	14.0	644	7.1	650	69.0	644	7.1	0.7
M1_63	185	1.77	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	557	6.7	558	5.2	550	36.0	558	5.2	0.1
M1_64	248	1.01	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	659	7.2	659	6.1	655	30.0	659	6.1	0.0
M1_65	73	1.94	12.5	0.1	0.5	0.0	0.6	2645	9.2	2538	18.0	2727	13.0	2727	13.0	6.9
M1_66	244	2.63	6.3	0.0	0.4	0.0	0.6	2011	6.6	1957	11.0	2071	12.0	2071	12.0	5.5
M1_67	168	2.76	7.1	0.1	0.4	0.0	0.5	2118	7.6	2105	12.0	2128	13.0	2128	13.0	1.1
M1_68	72	0.90	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	638	9.0	634	5.2	635	41.0	634	5.2	0.6
M1_69	86	1.67	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	655	11.0	655	5.8	634	45.0	655	5.8	0.1
M1_70	57	0.84	9.9	0.1	0.4	0.0	0.4	2421	12.0	2377	20.0	2454	20.0	2454	20.0	3.1
M1_71	97	1.71	7.1	0.1	0.4	0.0	0.6	2118	12.0	2121	24.0	2110	20.0	2110	20.0	0.5
M1_72	110	3.01	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	569	8.7	571	6.9	556	45.0	571	6.9	0.3
M1_73	83	1.46	7.1	0.1	0.4	0.0	0.4	2115	12.0	2123	22.0	2106	23.0	2106	23.0	0.8
M1_74	81	0.79	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	562	12.0	570	7.9	503	57.0	570	7.9	1.5
M1_75	46	2.23	2.3	0.0	0.2	0.0	0.4	1219	15.0	1210	18.0	1234	42.0	1234	42.0	1.9
M1_76	127	1.11	0.5	0.0	0.1	0.0	0.3	420	7.8	414	5.6	443	49.0	414	5.6	1.4
M1_77	163	2.18	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	615	18.0	606	20.0	643	77.0	606	20.0	1.5
M1_78	122	1.86	5.6	0.1	0.3	0.0	0.7	1917	14.0	1820	24.0	2020	22.0	2020	22.0	9.9
M1_79	231	0.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	621	7.7	617	8.2	628	32.0	617	8.2	0.6
M1_80	133	2.24	7.2	0.1	0.4	0.0	0.5	2135	9.1	2110	16.0	2158	16.0	2158	16.0	2.2
M1_81	49	1.99	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	921	13.0	919	10.0	929	44.0	929	44.0	1.1
M1_82	409	1.42	2.4	0.0	0.2	0.0	0.6	1240	7.6	1255	10.0	1216	17.0	1216	17.0	3.2
M1_83	99	0.89	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	646	9.8	648	6.8	638	43.0	648	6.8	0.4
M1_84	121	2.47	7.0	0.1	0.4	0.0	0.7	2111	9.6	2088	15.0	2132	15.0	2132	15.0	2.1
M1_85	76	1.02	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	555	14.0	524	10.0	662	57.0	524	10.0	5.6
M1_86	88	2.57	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	645	12.0	650	5.8	623	54.0	650	5.8	0.7
M1_87	175	1.28	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	654	7.9	642	4.7	686	31.0	642	4.7	1.8
M1_88	89	1.94	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	646	8.6	658	5.3	607	39.0	658	5.3	1.7
M1_89	353	2.63	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	596	4.9	593	3.5	610	23.0	593	3.5	0.5
M1_90	224	1.08	7.0	0.0	0.4	0.0	0.5	2113	5.4	2138	11.0	2090	10.0	2090	10.0	2.3
M1_91	150	1.88	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	659	7.0	668	5.1	624	32.0	668	5.1	1.4
M1_92	156	1.47	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	983	8.1	983	7.4	981	24.0	981	24.0	0.2
M1_93	83	0.87	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	538	9.9	547	5.5	481	54.0	547	5.5	1.6
M1_94	110	1.02	4.8	0.1	0.3	0.0	0.7	1786	11.0	1792	18.0	1784	19.0	1784	19.0	0.4
M1_95	193	0.84	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2038	7.3	2047	14.0	2031	13.0	2031	13.0	0.8
M1_96	141	11.50	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	517	7.9	515	5.8	526	41.0	515	5.8	0.4
M1_97	105	1.23	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	590	13.0	590	7.9	614	62.0	590	7.9	0.0
M1_98	148	0.84	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	688	8.9	684	5.8	693	36.0	684	5.8	0.5
M1_99	323	1.39	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	5.4	616	4.4	603	22.0	616	4.4	0.1
M1_100	80	1.48	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	671	10.0	658	5.0	706	46.0	658	5.0	1.9

M1_101	165	1.74	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	634	7.7	623	5.1	674	38.0	623	5.1	1.8
M1_102	348	0.99	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	629	5.3	620	4.2	655	22.0	620	4.2	1.4
M1_103	37	0.97	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	652	19.0	630	9.0	703	89.0	630	9.0	3.3
M1_104	72	1.35	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	624	11.0	626	9.0	607	48.0	626	9.0	0.3
M1_105	176	1.52	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	634	7.6	639	5.4	613	34.0	639	5.4	0.8
M1_106	30	0.45	4.6	0.1	0.3	0.0	0.2	1748	17.0	1732	23.0	1771	41.0	1771	41.0	2.2
M1_107	146	1.98	3.6	0.0	0.3	0.0	0.6	1543	8.7	1569	13.0	1512	18.0	1512	18.0	3.8
M1_108	195	3.47	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2079	8.7	2024	16.0	2134	14.0	2134	14.0	5.2
M1_109	61	1.24	4.7	0.1	0.3	0.0	0.5	1758	12.0	1747	17.0	1767	25.0	1767	25.0	1.1
M1_110	223	1.58	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	644	8.7	643	6.7	635	37.0	643	6.7	0.1
M1_111	112	0.89	11.6	0.1	0.5	0.0	0.6	2573	8.7	2579	18.0	2571	13.0	2571	13.0	0.3
M1_112	157	2.11	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	626	8.0	623	6.4	643	37.0	623	6.4	0.5
M1_113	59	0.51	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	520	11.0	521	5.7	497	60.0	521	5.7	0.2
M1_114	443	9.72	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	625	6.8	616	5.9	649	27.0	616	5.9	1.5
M1_115	140	1.84	4.7	0.1	0.3	0.0	0.4	1774	9.8	1794	16.0	1751	22.0	1751	22.0	2.5
M1_116	222	2.39	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	557	6.9	548	5.1	593	35.0	548	5.1	1.5
M1_117	27	1.20	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	625	16.0	608	8.9	674	78.0	608	8.9	2.8
M1_118	126	1.43	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	643	8.7	641	6.2	654	37.0	641	6.2	0.3
M1_119	192	2.94	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	631	7.3	635	5.6	618	32.0	635	5.6	0.6
M1_120	74	1.45	4.5	0.1	0.3	0.0	0.4	1734	11.0	1746	19.0	1733	25.0	1733	25.0	0.8
M1_121	66	0.90	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	550	9.2	539	5.0	593	50.0	539	5.0	2.0
M1_122	108	0.99	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	609	8.3	618	5.6	582	41.0	618	5.6	1.4
M1_123	181	1.67	2.3	0.0	0.2	0.0	0.5	1225	8.3	1242	11.0	1216	20.0	1216	20.0	2.1
M1_124	257	0.94	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	577	6.3	581	4.6	568	28.0	581	4.6	0.6
M1_125	109	0.94	6.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2080	12.0	2076	23.0	2101	22.0	2101	22.0	1.2
M1_126	459	0.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	620	5.4	625	5.4	615	23.0	625	5.4	0.7
M1_127	298	4.47	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	591	6.2	585	4.4	623	29.0	585	4.4	1.0
M1_128	136	1.17	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	808	8.3	815	6.3	797	32.0	815	6.3	0.8
M1_129	514	6.20	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	628	8.3	630	7.7	630	30.0	630	7.7	0.4
M1_130	91	1.45	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	336	9.5	334	3.9	348	68.0	334	3.9	0.8
M1_131	93	1.82	3.4	0.0	0.3	0.0	0.4	1508	9.8	1505	14.0	1519	23.0	1519	23.0	0.9
M1_132	124	1.22	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	653	9.4	655	5.6	651	42.0	655	5.6	0.2
M1_133	65	0.82	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	649	10.0	613	6.8	774	47.0	613	6.8	5.6
M1_134	284	1.25	8.3	0.1	0.4	0.0	0.7	2267	7.4	2078	15.0	2449	11.0	2449	11.0	15.1
M1_135	64	1.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	599	11.0	599	6.8	593	53.0	599	6.8	0.1

Table 17: HR-ICP-MS U-Pb data for sample M3

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2 σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2 σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
M3_1	42	2.55	6.0	0.2	0.4	0.0	0.6	1968	25.0	1953	32.0	1977	44.0	1977	44.0	1.2	R
M3_1	72	1.89	9.7	0.2	0.5	0.0	0.8	2406	18.0	2416	30.0	2390	23.0	2390	23.0	1.1	C
M3_2	140	1.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	580	9.3	565	7.9	637	43.0	565	7.9	2.6	
M3_3	36	0.79	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	640	14.0	650	8.2	595	67.0	650	8.2	1.6	
M3_4	402	2.45	3.5	0.0	0.3	0.0	0.8	1531	9.5	1501	17.0	1583	17.0	1583	17.0	5.2	
M3_5	132	0.90	17.5	0.2	0.6	0.0	0.7	2960	8.9	2963	25.0	2963	13.0	2963	13.0	0.0	
M3_6	118	2.62	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	622	8.2	627	6.2	606	38.0	627	6.2	0.8	
M3_7	148	1.98	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	401	9.2	394	6.1	438	55.0	394	6.1	1.5	
M3_8	215	2.33	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	588	7.4	600	6.5	546	35.0	600	6.5	1.9	
M3_9	103	1.95	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	624	9.3	627	6.2	615	42.0	627	6.2	0.5	
M3_10	34	0.62	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	612	15.0	596	10.0	689	86.0	596	10.0	2.6	
M3_12	330	5.84	5.9	0.1	0.3	0.0	0.7	1954	9.7	1894	17.0	2034	14.0	2034	14.0	6.9	
M3_13	355	1.57	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	648	6.1	643	7.9	678	24.0	643	7.9	0.8	

M3_14	27	1.23	3.0	0.1	0.2	0.0	0.5	1402	22.0	1360	24.0	1500	48.0	1500	48.0	9.3
M3_15	154	1.73	6.7	0.1	0.4	0.0	0.8	2076	14.0	2009	27.0	2154	20.0	2154	20.0	6.7
M3_16	65	1.02	3.0	0.0	0.2	0.0	0.5	1405	11.0	1425	15.0	1393	26.0	1393	26.0	2.3
M3_17	191	1.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	570	8.3	584	6.4	531	39.0	584	6.4	2.4
M3_18	256	1.95	5.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1895	10.0	1889	17.0	1919	15.0	1919	15.0	1.6
M3_19	93	0.89	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	298	8.8	271	3.8	510	73.0	271	3.8	9.1
M3_20	525	1.55	5.9	0.1	0.3	0.0	0.9	1957	16.0	1705	23.0	2256	13.0	2256	13.0	24.4
M3_22	97	1.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	602	8.6	605	6.8	599	40.0	605	6.8	0.5
M3_23	94	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	597	8.9	604	5.8	575	41.0	604	5.8	1.2
M3_24	144	1.16	0.4	0.0	0.1	0.0	0.4	354	8.3	334	3.7	485	56.0	334	3.7	5.8
M3_25	125	1.16	6.0	0.1	0.3	0.0	0.6	1974	9.3	1913	17.0	2053	16.0	2053	16.0	6.8
M3_27	196	1.50	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	553	8.2	541	6.6	605	36.0	541	6.6	2.2
M3_28	182	0.93	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	588	6.9	602	6.5	553	32.0	602	6.5	2.4
M3_29	181	1.11	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	536	6.8	533	6.1	559	35.0	533	6.1	0.5
M3_31	74	2.94	2.2	0.0	0.2	0.0	0.5	1173	13.0	1168	13.0	1192	36.0	1192	36.0	2.0
M3_32	156	2.49	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	641	9.3	651	7.8	621	37.0	651	7.8	1.6
M3_33	34	0.67	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	784	14.0	778	12.0	809	53.0	778	12.0	0.8
M3_34	260	1.84	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	640	7.7	639	5.9	653	32.0	639	5.9	0.2
M3_35	17	1.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	592	25.0	574	13.0	640	120.0	574	13.0	3.0
M3_36	43	1.45	1.8	0.0	0.2	0.0	0.2	1046	15.0	1053	12.0	1026	47.0	1026	47.0	2.6
M3_37	94	2.09	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	741	11.0	748	9.7	712	40.0	748	9.7	0.9
M3_38	115	1.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	613	11.0	617	7.5	601	47.0	617	7.5	0.6
M3_39	206	1.86	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	656	8.2	632	7.8	744	33.0	632	7.8	3.8
M3_40	119	1.03	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	639	9.3	637	9.1	656	36.0	637	9.1	0.3
M3_41	76	1.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	610	9.2	615	7.1	578	46.0	615	7.1	0.8
M3_42	118	1.64	6.0	0.1	0.4	0.0	0.7	1974	11.0	1972	21.0	1976	19.0	1976	19.0	0.2
M3_43	64	1.01	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	555	10.0	560	7.2	522	57.0	560	7.2	1.0
M3_44	137	2.65	6.9	0.1	0.4	0.0	0.6	2092	9.4	2118	16.0	2067	16.0	2067	16.0	2.5
M3_45	408	2.14	10.1	0.1	0.5	0.0	0.7	2442	10.0	2396	20.0	2482	13.0	2482	13.0	3.5
M3_46	376	1.38	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	638	7.2	626	6.9	681	28.0	626	6.9	1.9
M3_47	61	1.42	4.7	0.1	0.3	0.0	0.6	1764	10.0	1746	15.0	1784	19.0	1784	19.0	2.1
M3_48	7	-39.00	3.6	0.2	0.2	0.0	0.2	1519	41.0	1418	34.0	1627	91.0	1627	91.0	12.8
M3_49	236	1.09	10.0	0.1	0.5	0.0	0.8	2435	10.0	2404	18.0	2460	12.0	2460	12.0	2.3
M3_50	57	0.76	4.7	0.1	0.3	0.0	0.8	1769	21.0	1509	33.0	2091	28.0	2091	28.0	27.8
M3_51	247	1.21	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	659	9.8	637	7.0	730	38.0	637	7.0	3.4
M3_52	50	1.28	15.0	0.2	0.5	0.0	0.6	2814	9.9	2791	26.0	2828	16.0	2828	16.0	1.3
M3_53	170	1.72	2.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1368	10.0	1339	14.0	1414	19.0	1414	19.0	5.3
M3_54	101	1.64	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	718	17.0	668	9.4	857	66.0	668	9.4	7.0
M3_55	88	2.18	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	685	11.0	676	7.3	711	48.0	676	7.3	1.3
M3_56	44	1.47	7.9	0.1	0.4	0.0	0.6	2211	12.0	2218	22.0	2203	20.0	2203	20.0	0.7
M3_57	73	1.29	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	957	11.0	965	11.0	937	33.0	937	33.0	3.0
M3_58	71	1.67	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	757	11.0	745	9.4	795	48.0	745	9.4	1.6
M3_59	77	0.76	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	630	10.0	618	6.8	662	43.0	618	6.8	1.9
M3_60	336	3.58	3.7	0.0	0.3	0.0	0.7	1566	8.2	1568	13.0	1560	14.0	1560	14.0	0.5
M3_61	374	4.24	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	550	5.5	546	4.7	561	28.0	546	4.7	0.7
M3_63	66	2.03	2.4	0.0	0.2	0.0	0.5	1241	9.9	1248	11.0	1223	24.0	1223	24.0	2.0
M3_64	91	0.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	626	9.0	630	6.1	595	41.0	630	6.1	0.6
M3_65	54	1.17	1.3	0.0	0.1	0.0	0.3	835	13.0	807	9.6	910	46.0	807	9.6	3.4
M3_66	903	28.60	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	583	4.9	572	5.8	620	22.0	572	5.8	1.8
M3_67	133	1.22	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1790	10.0	1785	16.0	1794	18.0	1794	18.0	0.5
M3_68	129	1.55	17.5	0.3	0.6	0.0	0.7	2962	14.0	2983	30.0	2944	18.0	2944	18.0	1.3
M3_70	77	1.47	5.9	0.1	0.3	0.0	0.6	1960	9.8	1908	17.0	2009	18.0	2009	18.0	5.0
M3_71	162	1.47	7.0	0.1	0.4	0.0	0.7	2112	11.0	2099	19.0	2124	15.0	2124	15.0	1.2
M3_72	42	0.79	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	563	18.0	544	10.0	608	88.0	544	10.0	3.4

M3_73	93	2.04	5.9	0.1	0.3	0.0	0.6	1957	12.0	1889	22.0	2032	21.0	2032	21.0	7.0
M3_74	103	1.31	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	635	11.0	628	6.6	640	45.0	628	6.6	1.1
M3_75	99	1.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	640	12.0	626	8.4	675	50.0	626	8.4	2.2
M3_76	225	1.41	6.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2052	8.1	2026	15.0	2077	13.0	2077	13.0	2.5
M3_77	185	2.44	3.5	0.0	0.3	0.0	0.6	1521	8.4	1508	12.0	1538	17.0	1538	17.0	2.0
M3_78	36	1.45	7.1	0.1	0.4	0.0	0.4	2115	13.0	2132	18.0	2099	24.0	2099	24.0	1.6
M3_79	54	2.68	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	559	13.0	561	7.5	531	62.0	561	7.5	0.3
M3_80	14	3.38	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	720	22.0	735	14.0	629	94.0	735	14.0	2.1
M3_81	362	0.54	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	578	6.3	577	5.8	579	28.0	577	5.8	0.2
M3_82	87	0.87	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	623	10.0	624	6.4	595	45.0	624	6.4	0.2
M3_83	276	1.14	2.4	0.0	0.2	0.0	0.6	1238	9.3	1227	13.0	1247	22.0	1247	22.0	1.6
M3_84	122	1.29	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	544	8.3	541	5.2	541	43.0	541	5.2	0.5
M3_85	126	0.91	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	607	7.7	608	7.8	603	38.0	608	7.8	0.1
M3_86	165	0.90	7.1	0.1	0.4	0.0	0.7	2128	11.0	2087	19.0	2161	16.0	2161	16.0	3.4
M3_87	153	3.28	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	566	7.6	569	5.8	543	38.0	569	5.8	0.4
M3_88	256	1.67	3.0	0.0	0.2	0.0	0.6	1404	7.9	1355	12.0	1472	17.0	1472	17.0	7.9
M3_89	102	1.54	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	631	9.0	629	7.5	620	40.0	629	7.5	0.2
M3_90	107	2.20	1.7	0.0	0.2	0.0	0.6	1007	11.0	1001	13.0	1010	28.0	1010	28.0	0.9
M3_91	75	1.84	7.5	0.1	0.4	0.0	0.7	2172	10.0	2155	20.0	2188	15.0	2188	15.0	1.5
M3_92	245	11.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	586	8.2	590	6.5	565	36.0	590	6.5	0.6
M3_93	132	1.14	13.0	0.2	0.5	0.0	0.7	2673	11.0	2609	27.0	2722	14.0	2722	14.0	4.2
M3_94	139	3.31	6.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2057	7.7	2046	14.0	2066	13.0	2066	13.0	1.0
M3_95	131	0.88	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	562	7.8	542	5.2	632	40.0	542	5.2	3.6
M3_96	183	1.61	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	656	7.8	654	6.7	655	35.0	654	6.7	0.4
M3_97	66	1.80	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	627	12.0	635	7.2	590	54.0	635	7.2	1.2
M3_98	50	1.47	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	619	17.0	614	11.0	620	79.0	614	11.0	0.8
M3_99	326	4.80	1.3	0.0	0.1	0.0	0.6	849	10.0	835	8.5	880	29.0	835	8.5	1.6
M3_100	219	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	625	7.4	623	5.6	624	31.0	623	5.6	0.4
M3_101	32	0.38	1.5	0.0	0.2	0.0	0.1	922	15.0	922	11.0	906	52.0	906	52.0	1.8
M3_102	234	0.95	5.4	0.1	0.3	0.0	0.9	1880	16.0	1739	26.0	2046	14.0	2046	14.0	15.0
M3_103	124	0.38	6.1	0.1	0.4	0.0	0.5	1987	8.7	2009	15.0	1966	16.0	1966	16.0	2.2
M3_104	98	1.75	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1007	8.5	1004	8.7	1008	25.0	1008	25.0	0.4
M3_106	128	0.80	6.6	0.1	0.4	0.0	0.9	2057	17.0	2053	27.0	2072	17.0	2072	17.0	0.9
M3_107	132	0.88	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1782	9.1	1751	13.0	1823	16.0	1823	16.0	3.9
M3_108	157	2.97	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1051	8.9	1062	11.0	1034	25.0	1034	25.0	2.7
M3_109	237	1.89	17.0	0.2	0.6	0.0	0.8	2939	15.0	2862	37.0	2993	17.0	2993	17.0	4.4
M3_110	47	1.94	6.7	0.1	0.4	0.0	0.5	2064	11.0	2068	18.0	2063	21.0	2063	21.0	0.2
M3_111	425	1.32	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	715	8.9	672	7.7	849	35.0	672	7.7	6.1
M3_112	215	2.87	4.6	0.1	0.3	0.0	0.7	1752	9.8	1714	18.0	1798	17.0	1798	17.0	4.7
M3_113	5	0.58	0.7	0.1	0.1	0.0	0.0	518	38.0	554	16.0	390	170.0	554	16.0	6.9
M3_114	191	2.99	1.9	0.0	0.2	0.0	0.5	1080	7.7	1086	8.9	1073	20.0	1073	20.0	1.2
M3_115	436	3.83	2.1	0.0	0.2	0.0	0.6	1132	6.3	1130	8.6	1140	16.0	1140	16.0	0.9
M3_116	252	2.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	606	6.1	603	5.4	615	27.0	603	5.4	0.5
M3_117	106	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	620	9.0	633	8.0	575	43.0	633	8.0	2.1
M3_118	232	2.36	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	634	6.5	637	6.0	622	27.0	637	6.0	0.5
M3_119	127	1.68	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2037	10.0	1977	16.0	2101	16.0	2101	16.0	5.9
M3_120	119	3.16	6.8	0.1	0.4	0.0	0.8	2082	16.0	2015	29.0	2154	19.0	2154	19.0	6.5
M3_121	166	2.96	5.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1907	10.0	1878	17.0	1941	15.0	1941	15.0	3.2
M3_122	99	3.97	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	543	9.2	545	6.4	525	45.0	545	6.4	0.4
M3_123	23	0.91	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	743	19.0	752	11.0	688	76.0	752	11.0	1.2
M3_124	103	1.17	4.6	0.0	0.3	0.0	0.4	1755	8.5	1755	12.0	1758	19.0	1758	19.0	0.2
M3_125	187	1.76	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2087	18.0	2043	31.0	2135	27.0	2135	27.0	4.3
M3_126	237	2.81	2.5	0.0	0.2	0.0	0.7	1283	8.2	1287	11.0	1278	17.0	1278	17.0	0.7
M3_127	190	2.59	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	537	7.4	530	5.4	556	37.0	530	5.4	1.3

M3_128	270	1.13	0.5	0.0	0.1	0.0	0.4	402	6.1	393	5.0	449	37.0	393	5.0	2.4
M3_129	130	1.14	5.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1866	8.8	1857	15.0	1880	15.0	1880	15.0	1.2
M3_130	277	2.24	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	601	7.5	598	7.7	607	37.0	598	7.7	0.5
M3_131	159	1.37	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	638	11.0	636	9.6	634	52.0	636	9.6	0.3
M3_132	202	1.10	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	741	7.4	735	6.7	751	29.0	735	6.7	0.8
M3_133	46	0.76	3.1	0.0	0.2	0.0	0.4	1429	11.0	1437	13.0	1415	26.0	1415	26.0	1.6
M3_134	52	0.58	6.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2096	17.0	2097	30.0	2093	26.0	2093	26.0	0.2
M3_135	102	2.48	2.3	0.0	0.2	0.0	0.3	1211	9.8	1194	11.0	1236	28.0	1236	28.0	3.4

Table 18: HR-ICP-MS U-Pb data for sample M3

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
M3_1	42	2.55	6.0	0.2	0.4	0.0	0.6	1968	25.0	1953	32.0	1977	44.0	1977	44.0	1.2	R
M3_1	72	1.89	9.7	0.2	0.5	0.0	0.8	2406	18.0	2416	30.0	2390	23.0	2390	23.0	1.1	C
M3_2	140	1.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	580	9.3	565	7.9	637	43.0	565	7.9	2.6	
M3_3	36	0.79	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	640	14.0	650	8.2	595	67.0	650	8.2	1.6	
M3_4	402	2.45	3.5	0.0	0.3	0.0	0.8	1531	9.5	1501	17.0	1583	17.0	1583	17.0	5.2	
M3_5	132	0.90	17.5	0.2	0.6	0.0	0.7	2960	8.9	2963	25.0	2963	13.0	2963	13.0	0.0	
M3_6	118	2.62	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	622	8.2	627	6.2	606	38.0	627	6.2	0.8	
M3_7	148	1.98	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	401	9.2	394	6.1	438	55.0	394	6.1	1.5	
M3_8	215	2.33	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	588	7.4	600	6.5	546	35.0	600	6.5	1.9	
M3_9	103	1.95	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	624	9.3	627	6.2	615	42.0	627	6.2	0.5	
M3_10	34	0.62	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	612	15.0	596	10.0	689	86.0	596	10.0	2.6	
M3_12	330	5.84	5.9	0.1	0.3	0.0	0.7	1954	9.7	1894	17.0	2034	14.0	2034	14.0	6.9	
M3_13	355	1.57	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	648	6.1	643	7.9	678	24.0	643	7.9	0.8	
M3_14	27	1.23	3.0	0.1	0.2	0.0	0.5	1402	22.0	1360	24.0	1500	48.0	1500	48.0	9.3	
M3_15	154	1.73	6.7	0.1	0.4	0.0	0.8	2076	14.0	2009	27.0	2154	20.0	2154	20.0	6.7	
M3_16	65	1.02	3.0	0.0	0.2	0.0	0.5	1405	11.0	1425	15.0	1393	26.0	1393	26.0	2.3	
M3_17	191	1.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	570	8.3	584	6.4	531	39.0	584	6.4	2.4	
M3_18	256	1.95	5.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1895	10.0	1889	17.0	1919	15.0	1919	15.0	1.6	
M3_19	93	0.89	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	298	8.8	271	3.8	510	73.0	271	3.8	9.1	
M3_20	525	1.55	5.9	0.1	0.3	0.0	0.9	1957	16.0	1705	23.0	2256	13.0	2256	13.0	24.4	
M3_22	97	1.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	602	8.6	605	6.8	599	40.0	605	6.8	0.5	
M3_23	94	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	597	8.9	604	5.8	575	41.0	604	5.8	1.2	
M3_24	144	1.16	0.4	0.0	0.1	0.0	0.4	354	8.3	334	3.7	485	56.0	334	3.7	5.8	
M3_25	125	1.16	6.0	0.1	0.3	0.0	0.6	1974	9.3	1913	17.0	2053	16.0	2053	16.0	6.8	
M3_27	196	1.50	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	553	8.2	541	6.6	605	36.0	541	6.6	2.2	
M3_28	182	0.93	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	588	6.9	602	6.5	553	32.0	602	6.5	2.4	
M3_29	181	1.11	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	536	6.8	533	6.1	559	35.0	533	6.1	0.5	
M3_31	74	2.94	2.2	0.0	0.2	0.0	0.5	1173	13.0	1168	13.0	1192	36.0	1192	36.0	2.0	
M3_32	156	2.49	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	641	9.3	651	7.8	621	37.0	651	7.8	1.6	
M3_33	34	0.67	1.2	0.0	0.1	0.0	0.3	784	14.0	778	12.0	809	53.0	778	12.0	0.8	
M3_34	260	1.84	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	640	7.7	639	5.9	653	32.0	639	5.9	0.2	
M3_35	17	1.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	592	25.0	574	13.0	640	120.0	574	13.0	3.0	
M3_36	43	1.45	1.8	0.0	0.2	0.0	0.2	1046	15.0	1053	12.0	1026	47.0	1026	47.0	2.6	
M3_37	94	2.09	1.1	0.0	0.1	0.0	0.5	741	11.0	748	9.7	712	40.0	748	9.7	0.9	
M3_38	115	1.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	613	11.0	617	7.5	601	47.0	617	7.5	0.6	
M3_39	206	1.86	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	656	8.2	632	7.8	744	33.0	632	7.8	3.8	
M3_40	119	1.03	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	639	9.3	637	9.1	656	36.0	637	9.1	0.3	
M3_41	76	1.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	610	9.2	615	7.1	578	46.0	615	7.1	0.8	
M3_42	118	1.64	6.0	0.1	0.4	0.0	0.7	1974	11.0	1972	21.0	1976	19.0	1976	19.0	0.2	
M3_43	64	1.01	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	555	10.0	560	7.2	522	57.0	560	7.2	1.0	

M3_44	137	2.65	6.9	0.1	0.4	0.0	0.6	2092	9.4	2118	16.0	2067	16.0	2067	16.0	2.5
M3_45	408	2.14	10.1	0.1	0.5	0.0	0.7	2442	10.0	2396	20.0	2482	13.0	2482	13.0	3.5
M3_46	376	1.38	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	638	7.2	626	6.9	681	28.0	626	6.9	1.9
M3_47	61	1.42	4.7	0.1	0.3	0.0	0.6	1764	10.0	1746	15.0	1784	19.0	1784	19.0	2.1
M3_48	7	-39.00	3.6	0.2	0.2	0.0	0.2	1519	41.0	1418	34.0	1627	91.0	1627	91.0	12.8
M3_49	236	1.09	10.0	0.1	0.5	0.0	0.8	2435	10.0	2404	18.0	2460	12.0	2460	12.0	2.3
M3_50	57	0.76	4.7	0.1	0.3	0.0	0.8	1769	21.0	1509	33.0	2091	28.0	2091	28.0	27.8
M3_51	247	1.21	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	659	9.8	637	7.0	730	38.0	637	7.0	3.4
M3_52	50	1.28	15.0	0.2	0.5	0.0	0.6	2814	9.9	2791	26.0	2828	16.0	2828	16.0	1.3
M3_53	170	1.72	2.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1368	10.0	1339	14.0	1414	19.0	1414	19.0	5.3
M3_54	101	1.64	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	718	17.0	668	9.4	857	66.0	668	9.4	7.0
M3_55	88	2.18	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	685	11.0	676	7.3	711	48.0	676	7.3	1.3
M3_56	44	1.47	7.9	0.1	0.4	0.0	0.6	2211	12.0	2218	22.0	2203	20.0	2203	20.0	0.7
M3_57	73	1.29	1.6	0.0	0.2	0.0	0.4	957	11.0	965	11.0	937	33.0	937	33.0	3.0
M3_58	71	1.67	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	757	11.0	745	9.4	795	48.0	745	9.4	1.6
M3_59	77	0.76	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	630	10.0	618	6.8	662	43.0	618	6.8	1.9
M3_60	336	3.58	3.7	0.0	0.3	0.0	0.7	1566	8.2	1568	13.0	1560	14.0	1560	14.0	0.5
M3_61	374	4.24	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	550	5.5	546	4.7	561	28.0	546	4.7	0.7
M3_63	66	2.03	2.4	0.0	0.2	0.0	0.5	1241	9.9	1248	11.0	1223	24.0	1223	24.0	2.0
M3_64	91	0.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	626	9.0	630	6.1	595	41.0	630	6.1	0.6
M3_65	54	1.17	1.3	0.0	0.1	0.0	0.3	835	13.0	807	9.6	910	46.0	807	9.6	3.4
M3_66	903	28.60	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	583	4.9	572	5.8	620	22.0	572	5.8	1.8
M3_67	133	1.22	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1790	10.0	1785	16.0	1794	18.0	1794	18.0	0.5
M3_68	129	1.55	17.5	0.3	0.6	0.0	0.7	2962	14.0	2983	30.0	2944	18.0	2944	18.0	1.3
M3_70	77	1.47	5.9	0.1	0.3	0.0	0.6	1960	9.8	1908	17.0	2009	18.0	2009	18.0	5.0
M3_71	162	1.47	7.0	0.1	0.4	0.0	0.7	2112	11.0	2099	19.0	2124	15.0	2124	15.0	1.2
M3_72	42	0.79	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	563	18.0	544	10.0	608	88.0	544	10.0	3.4
M3_73	93	2.04	5.9	0.1	0.3	0.0	0.6	1957	12.0	1889	22.0	2032	21.0	2032	21.0	7.0
M3_74	103	1.31	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	635	11.0	628	6.6	640	45.0	628	6.6	1.1
M3_75	99	1.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	640	12.0	626	8.4	675	50.0	626	8.4	2.2
M3_76	225	1.41	6.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2052	8.1	2026	15.0	2077	13.0	2077	13.0	2.5
M3_77	185	2.44	3.5	0.0	0.3	0.0	0.6	1521	8.4	1508	12.0	1538	17.0	1538	17.0	2.0
M3_78	36	1.45	7.1	0.1	0.4	0.0	0.4	2115	13.0	2132	18.0	2099	24.0	2099	24.0	1.6
M3_79	54	2.68	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	559	13.0	561	7.5	531	62.0	561	7.5	0.3
M3_80	14	3.38	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	720	22.0	735	14.0	629	94.0	735	14.0	2.1
M3_81	362	0.54	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	578	6.3	577	5.8	579	28.0	577	5.8	0.2
M3_82	87	0.87	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	623	10.0	624	6.4	595	45.0	624	6.4	0.2
M3_83	276	1.14	2.4	0.0	0.2	0.0	0.6	1238	9.3	1227	13.0	1247	22.0	1247	22.0	1.6
M3_84	122	1.29	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	544	8.3	541	5.2	541	43.0	541	5.2	0.5
M3_85	126	0.91	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	607	7.7	608	7.8	603	38.0	608	7.8	0.1
M3_86	165	0.90	7.1	0.1	0.4	0.0	0.7	2128	11.0	2087	19.0	2161	16.0	2161	16.0	3.4
M3_87	153	3.28	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	566	7.6	569	5.8	543	38.0	569	5.8	0.4
M3_88	256	1.67	3.0	0.0	0.2	0.0	0.6	1404	7.9	1355	12.0	1472	17.0	1472	17.0	7.9
M3_89	102	1.54	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	631	9.0	629	7.5	620	40.0	629	7.5	0.2
M3_90	107	2.20	1.7	0.0	0.2	0.0	0.6	1007	11.0	1001	13.0	1010	28.0	1010	28.0	0.9
M3_91	75	1.84	7.5	0.1	0.4	0.0	0.7	2172	10.0	2155	20.0	2188	15.0	2188	15.0	1.5
M3_92	245	11.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	586	8.2	590	6.5	565	36.0	590	6.5	0.6
M3_93	132	1.14	13.0	0.2	0.5	0.0	0.7	2673	11.0	2609	27.0	2722	14.0	2722	14.0	4.2
M3_94	139	3.31	6.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2057	7.7	2046	14.0	2066	13.0	2066	13.0	1.0
M3_95	131	0.88	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	562	7.8	542	5.2	632	40.0	542	5.2	3.6
M3_96	183	1.61	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	656	7.8	654	6.7	655	35.0	654	6.7	0.4
M3_97	66	1.80	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	627	12.0	635	7.2	590	54.0	635	7.2	1.2
M3_98	50	1.47	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	619	17.0	614	11.0	620	79.0	614	11.0	0.8
M3_99	326	4.80	1.3	0.0	0.1	0.0	0.6	849	10.0	835	8.5	880	29.0	835	8.5	1.6

M3_100	219	1.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	625	7.4	623	5.6	624	31.0	623	5.6	0.4
M3_101	32	0.38	1.5	0.0	0.2	0.0	0.1	922	15.0	922	11.0	906	52.0	906	52.0	1.8
M3_102	234	0.95	5.4	0.1	0.3	0.0	0.9	1880	16.0	1739	26.0	2046	14.0	2046	14.0	15.0
M3_103	124	0.38	6.1	0.1	0.4	0.0	0.5	1987	8.7	2009	15.0	1966	16.0	1966	16.0	2.2
M3_104	98	1.75	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1007	8.5	1004	8.7	1008	25.0	1008	25.0	0.4
M3_106	128	0.80	6.6	0.1	0.4	0.0	0.9	2057	17.0	2053	27.0	2072	17.0	2072	17.0	0.9
M3_107	132	0.88	4.8	0.1	0.3	0.0	0.6	1782	9.1	1751	13.0	1823	16.0	1823	16.0	3.9
M3_108	157	2.97	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1051	8.9	1062	11.0	1034	25.0	1034	25.0	2.7
M3_109	237	1.89	17.0	0.2	0.6	0.0	0.8	2939	15.0	2862	37.0	2993	17.0	2993	17.0	4.4
M3_110	47	1.94	6.7	0.1	0.4	0.0	0.5	2064	11.0	2068	18.0	2063	21.0	2063	21.0	0.2
M3_111	425	1.32	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	715	8.9	672	7.7	849	35.0	672	7.7	6.1
M3_112	215	2.87	4.6	0.1	0.3	0.0	0.7	1752	9.8	1714	18.0	1798	17.0	1798	17.0	4.7
M3_113	5	0.58	0.7	0.1	0.1	0.0	0.0	518	38.0	554	16.0	390	170.0	554	16.0	6.9
M3_114	191	2.99	1.9	0.0	0.2	0.0	0.5	1080	7.7	1086	8.9	1073	20.0	1073	20.0	1.2
M3_115	436	3.83	2.1	0.0	0.2	0.0	0.6	1132	6.3	1130	8.6	1140	16.0	1140	16.0	0.9
M3_116	252	2.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	606	6.1	603	5.4	615	27.0	603	5.4	0.5
M3_117	106	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	620	9.0	633	8.0	575	43.0	633	8.0	2.1
M3_118	232	2.36	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	634	6.5	637	6.0	622	27.0	637	6.0	0.5
M3_119	127	1.68	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2037	10.0	1977	16.0	2101	16.0	2101	16.0	5.9
M3_120	119	3.16	6.8	0.1	0.4	0.0	0.8	2082	16.0	2015	29.0	2154	19.0	2154	19.0	6.5
M3_121	166	2.96	5.5	0.1	0.3	0.0	0.7	1907	10.0	1878	17.0	1941	15.0	1941	15.0	3.2
M3_122	99	3.97	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	543	9.2	545	6.4	525	45.0	545	6.4	0.4
M3_123	23	0.91	1.1	0.0	0.1	0.0	0.3	743	19.0	752	11.0	688	76.0	752	11.0	1.2
M3_124	103	1.17	4.6	0.0	0.3	0.0	0.4	1755	8.5	1755	12.0	1758	19.0	1758	19.0	0.2
M3_125	187	1.76	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2087	18.0	2043	31.0	2135	27.0	2135	27.0	4.3
M3_126	237	2.81	2.5	0.0	0.2	0.0	0.7	1283	8.2	1287	11.0	1278	17.0	1278	17.0	0.7
M3_127	190	2.59	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	537	7.4	530	5.4	556	37.0	530	5.4	1.3
M3_128	270	1.13	0.5	0.0	0.1	0.0	0.4	402	6.1	393	5.0	449	37.0	393	5.0	2.4
M3_129	130	1.14	5.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1866	8.8	1857	15.0	1880	15.0	1880	15.0	1.2
M3_130	277	2.24	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	601	7.5	598	7.7	607	37.0	598	7.7	0.5
M3_131	159	1.37	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	638	11.0	636	9.6	634	52.0	636	9.6	0.3
M3_132	202	1.10	1.1	0.0	0.1	0.0	0.4	741	7.4	735	6.7	751	29.0	735	6.7	0.8
M3_133	46	0.76	3.1	0.0	0.2	0.0	0.4	1429	11.0	1437	13.0	1415	26.0	1415	26.0	1.6
M3_134	52	0.58	6.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2096	17.0	2097	30.0	2093	26.0	2093	26.0	0.2
M3_135	102	2.48	2.3	0.0	0.2	0.0	0.3	1211	9.8	1194	11.0	1236	28.0	1236	28.0	3.4

Table 19: HR-ICP-MS U-Pb data for sample M6

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2σ error	<u>206</u> 238	2σ error	RHO	207/235 (Ma)	2σ error	206/238 (Ma)	2σ error	207/206 (Ma)	2σ error	Best (Ma)	2σ error	Disc (%)	R/C
M6_1	164	1.02	11.5	0.1	0.5	0.0	0.6	2561	8.5	2500	18.0	2604	12.0	2604	12.0	4.0	
M6_3	122	7.88	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	598	10.0	585	6.9	627	53.0	585	6.9	2.1	
M6_4	257	1.84	1.0	0.0	0.1	0.0	0.2	695	5.8	690	4.9	703	26.0	690	4.9	0.7	
M6_6	123	0.97	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	586	8.1	584	6.3	573	36.0	584	6.3	0.4	
M6_7	134	1.21	5.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1860	11.0	1834	17.0	1886	19.0	1886	19.0	2.8	
M6_8	138	3.05	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	569	10.0	571	7.6	548	47.0	571	7.6	0.3	
M6_9	250	0.40	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	585	6.4	583	5.4	586	32.0	583	5.4	0.4	
M6_10	200	1.12	5.2	0.0	0.3	0.0	0.6	1850	8.1	1807	14.0	1898	15.0	1898	15.0	4.8	
M6_12	240	10.21	3.6	0.1	0.2	0.0	0.9	1539	15.0	1371	21.0	1784	16.0	1784	16.0	23.2	
M6_13	374	6.06	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	636	7.5	617	6.3	700	31.0	617	6.3	3.0	
M6_14	60	0.95	4.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1684	19.0	1609	24.0	1778	32.0	1778	32.0	9.5	
M6_15	38	1.79	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	761	15.0	757	10.0	758	59.0	757	10.0	0.5	
M6_16	133	1.21	6.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2050	15.0	2074	26.0	2029	21.0	2029	21.0	2.2	

M6_17	196	1.36	6.2	0.1	0.4	0.0	0.7	2003	8.9	1993	15.0	2018	15.0	2018	15.0	1.2
M6_18	144	0.92	2.9	0.0	0.2	0.0	0.4	1371	8.0	1360	9.0	1392	20.0	1392	20.0	2.3
M6_19	31	1.23	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	579	15.0	592	7.3	509	75.0	592	7.3	2.3
M6_20	60	0.95	1.7	0.0	0.2	0.0	0.2	1018	11.0	1026	10.0	996	38.0	996	38.0	3.0
M6_21	74	1.12	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1037	12.0	1038	9.4	1028	34.0	1028	34.0	1.0
M6_22	266	0.79	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	577	6.0	576	5.1	582	28.0	576	5.1	0.2
M6_23	191	1.11	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	505	7.1	501	4.9	518	40.0	501	4.9	0.7
M6_24	54	0.52	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	608	13.0	616	7.1	566	61.0	616	7.1	1.2
M6_25	92	0.90	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	640	9.3	641	6.3	640	44.0	641	6.3	0.1
M6_26	13	-77.00	1.2	0.1	0.1	0.0	0.0	782	31.0	769	19.0	790	110.0	769	19.0	1.7
M6_27	116	0.98	7.0	0.1	0.4	0.0	0.6	2104	10.0	2084	18.0	2131	17.0	2131	17.0	2.2
M6_28	128	1.60	7.0	0.1	0.4	0.0	0.3	2116	8.0	2046	14.0	2189	15.0	2189	15.0	6.5
M6_29	402	2.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	610	6.0	609	6.0	616	28.0	609	6.0	0.1
M6_30	205	1.02	9.3	0.2	0.4	0.0	0.9	2360	18.0	2242	37.0	2478	14.0	2478	14.0	9.5
M6_31	142	2.84	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	574	7.9	581	6.4	551	37.0	581	6.4	1.3
M6_33	102	0.50	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	640	11.0	638	8.1	643	52.0	638	8.1	0.4
M6_34	88	1.58	6.1	0.1	0.4	0.0	0.6	1995	11.0	1982	22.0	2015	20.0	2015	20.0	1.6
M6_35	222	8.50	8.5	0.1	0.4	0.0	0.7	2285	11.0	2235	18.0	2341	15.0	2341	15.0	4.5
M6_36	211	0.94	5.4	0.1	0.3	0.0	0.5	1880	12.0	1838	26.0	1936	24.0	1936	24.0	5.1
M6_36	160	1.01	5.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1869	15.0	1798	22.0	1957	24.0	1957	24.0	8.1
M6_37	72	0.89	5.4	0.1	0.3	0.0	0.5	1888	13.0	1818	16.0	1979	21.0	1979	21.0	8.1
M6_38	105	1.22	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	650	10.0	649	6.8	653	42.0	649	6.8	0.1
M6_39	57	1.79	2.3	0.0	0.2	0.0	0.3	1203	13.0	1200	11.0	1215	36.0	1215	36.0	1.2
M6_40	97	2.35	2.6	0.0	0.2	0.0	0.5	1285	13.0	1163	15.0	1508	30.0	1508	30.0	22.9
M6_41	72	1.40	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	598	14.0	591	8.8	617	68.0	591	8.8	1.1
M6_42	193	1.59	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	633	9.5	632	6.2	654	40.0	632	6.2	0.2
M6_43	87	0.97	1.7	0.0	0.2	0.0	0.3	1025	11.0	1033	12.0	1018	34.0	1018	34.0	1.5
M6_44	190	1.81	2.6	0.1	0.2	0.0	0.9	1305	19.0	1181	22.0	1527	22.0	1527	22.0	22.7
M6_45	80	0.96	4.9	0.1	0.3	0.0	0.6	1797	12.0	1707	16.0	1914	20.0	1914	20.0	10.8
M6_46	44	0.84	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	555	15.0	564	7.3	528	75.0	564	7.3	1.6
M6_47	333	0.77	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	685	8.1	694	6.9	662	34.0	694	6.9	1.3
M6_48	86	1.57	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	660	11.0	661	6.5	656	48.0	661	6.5	0.2
M6_49	106	0.92	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	568	12.0	555	8.4	622	61.0	555	8.4	2.3
M6_52	57	2.43	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	634	11.0	619	7.9	673	54.0	619	7.9	2.4
M6_53	264	0.81	1.5	0.0	0.1	0.0	0.6	916	7.8	900	8.4	971	23.0	971	23.0	7.3
M6_54	890	1.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	571	4.3	567	4.6	598	21.0	567	4.6	0.7
M6_55	136	2.30	9.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2395	8.6	2300	18.0	2489	12.0	2489	12.0	7.6
M6_56	80	0.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	619	12.0	635	8.1	566	54.0	635	8.1	2.6
M6_57	84	1.32	5.3	0.1	0.3	0.0	0.5	1868	11.0	1814	15.0	1939	20.0	1939	20.0	6.4
M6_58	259	14.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	606	7.8	596	6.3	647	34.0	596	6.3	1.7
M6_59	117	0.64	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1023	14.0	995	15.0	1093	37.0	1093	37.0	9.0
M6_60	95	1.45	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	630	12.0	638	8.1	613	51.0	638	8.1	1.2
M6_61	176	0.85	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	7.5	620	6.3	602	33.0	620	6.3	0.7
M6_62	219	2.23	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	569	6.9	571	5.7	561	38.0	571	5.7	0.4
M6_63	36	0.47	5.0	0.1	0.3	0.0	0.4	1808	13.0	1789	16.0	1837	26.0	1837	26.0	2.6
M6_64	92	1.43	5.2	0.1	0.3	0.0	0.7	1844	15.0	1796	23.0	1914	24.0	1914	24.0	6.2
M6_65	195	2.42	5.1	0.1	0.3	0.0	0.9	1835	16.0	1721	23.0	1984	17.0	1984	17.0	13.3
M6_66	217	1.07	8.1	0.2	0.4	0.0	0.8	2232	20.0	2155	30.0	2324	24.0	2324	24.0	7.3
M6_67	96	1.35	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	579	9.4	586	7.1	554	47.0	586	7.1	1.1
M6_68	81	0.85	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	576	10.0	588	6.3	528	49.0	588	6.3	2.0
M6_69	189	1.39	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	669	15.0	635	12.0	790	64.0	635	12.0	5.1
M6_70	246	2.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	621	8.7	615	6.2	650	38.0	615	6.2	0.9
M6_71	35	1.25	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	611	16.0	596	9.1	656	83.0	596	9.1	2.5
M6_72	281	0.92	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	642	9.8	602	8.5	790	36.0	602	8.5	6.2

R
C

M6_73	374	1.72	1.5	0.0	0.2	0.0	0.1	925	6.7	922	6.8	941	20.0	941	20.0	2.0	
M6_74	464	9.46	5.6	0.3	0.3	0.0	1.0	1884	48.0	1644	75.0	2203	17.0	2203	17.0	25.4	
M6_76	258	0.81	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	655	6.4	655	6.1	652	28.0	655	6.1	0.0	
M6_77	340	1.92	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	550	5.4	541	4.9	599	28.0	541	4.9	1.5	
M6_79	69	1.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	619	11.0	604	6.6	667	54.0	604	6.6	2.4	
M6_80	88	0.91	1.0	0.0	0.1	0.0	0.3	710	9.2	714	8.6	698	41.0	714	8.6	0.5	
M6_81	338	2.18	4.4	0.1	0.3	0.0	0.8	1711	11.0	1662	19.0	1775	14.0	1775	14.0	6.4	
M6_82	302	5.79	7.6	0.1	0.4	0.0	0.8	2182	13.0	2147	19.0	2223	15.0	2223	15.0	3.4	
M6_83	268	1.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	579	6.6	578	6.0	582	33.0	578	6.0	0.1	
M6_84	280	1.40	12.2	0.2	0.5	0.0	0.8	2616	16.0	2406	32.0	2780	15.0	2780	15.0	13.5	
M6_85	114	1.43	5.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1896	9.2	1870	15.0	1932	17.0	1932	17.0	3.2	
M6_86	84	1.12	6.1	0.1	0.4	0.0	0.7	1987	18.0	1976	35.0	2010	30.0	2010	30.0	1.7	R
M6_86	60	1.24	9.7	0.1	0.4	0.0	0.5	2408	13.0	2345	20.0	2469	20.0	2469	20.0	5.0	C
M6_87	100	1.54	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	590	12.0	603	10.0	531	51.0	603	10.0	2.2	
M6_88	196	0.40	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	540	21.0	502	11.0	696	90.0	502	11.0	7.0	
M6_89	140	1.33	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	578	9.3	569	6.1	602	43.0	569	6.1	1.4	
M6_90	362	3.06	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	558	5.4	556	5.0	563	26.0	556	5.0	0.4	
M6_91	198	1.16	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	602	7.7	592	6.3	640	38.0	592	6.3	1.7	
M6_92	247	2.74	4.6	0.1	0.3	0.0	0.8	1740	14.0	1542	20.0	1995	17.0	1995	17.0	22.7	
M6_93	222	6.77	0.9	0.1	0.1	0.0	0.7	642	36.0	637	42.0	670	120.0	637	42.0	0.8	R
M6_93	184	1.74	3.5	0.1	0.2	0.0	0.7	1527	13.0	1362	17.0	1764	21.0	1764	21.0	22.8	C
M6_94	117	0.75	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	608	8.7	604	6.0	608	41.0	604	6.0	0.6	
M6_95	302	0.89	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1046	7.9	1043	7.8	1053	22.0	1053	22.0	1.0	
M6_96	102	0.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	588	9.3	590	7.0	578	41.0	590	7.0	0.4	
M6_98	692	3.75	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	551	4.7	552	4.6	548	22.0	552	4.6	0.0	
M6_99	115	0.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	600	10.0	603	7.9	585	53.0	603	7.9	0.5	
M6_100	122	1.51	0.5	0.0	0.1	0.0	0.0	411	11.0	406	4.5	424	73.0	406	4.5	1.1	
M6_101	153	1.03	4.4	0.1	0.3	0.0	0.9	1714	16.0	1636	25.0	1808	20.0	1808	20.0	9.5	
M6_102	98	1.22	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	701	12.0	695	10.0	709	46.0	695	10.0	0.9	
M6_103	25	0.65	6.4	0.1	0.4	0.0	0.2	2033	16.0	2061	20.0	2006	29.0	2006	29.0	2.7	
M6_104	61	1.82	1.3	0.0	0.1	0.0	0.3	852	10.0	846	8.1	860	38.0	846	8.1	0.7	
M6_105	181	2.64	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	660	6.9	655	5.4	665	31.0	655	5.4	0.7	
M6_106	120	0.92	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	632	10.0	634	6.3	611	45.0	634	6.3	0.4	
M6_107	134	2.14	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	573	7.6	568	6.3	582	38.0	568	6.3	0.8	
M6_108	126	1.03	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1008	11.0	999	11.0	1026	33.0	1026	33.0	2.6	
M6_109	381	11.65	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	667	18.0	637	19.0	768	72.0	637	19.0	4.5	R
M6_109	176	0.87	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	966	10.0	935	11.0	1035	29.0	1035	29.0	9.7	C
M6_110	357	1.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	620	5.0	622	4.6	608	25.0	622	4.6	0.4	
M6_111	358	3.37	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	561	5.6	561	4.5	557	27.0	561	4.5	0.0	
M6_112	69	0.81	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	640	9.7	631	6.6	656	49.0	631	6.6	1.4	
M6_113	234	1.52	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	585	6.9	579	5.3	602	33.0	579	5.3	1.1	
M6_114	469	1.31	7.4	0.1	0.4	0.0	0.9	2160	8.5	2124	17.0	2190	9.3	2190	9.3	3.0	
M6_115	64	0.67	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	590	12.0	588	6.9	581	60.0	588	6.9	0.3	
M6_116	399	3.52	11.0	0.1	0.5	0.0	0.8	2518	12.0	2395	24.0	2617	15.0	2617	15.0	8.5	
M6_117	86	1.89	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	961	12.0	958	11.0	968	35.0	968	35.0	1.0	
M6_118	135	1.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	595	7.9	586	5.4	616	40.0	586	5.4	1.5	
M6_119	55	1.09	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	581	14.0	585	8.3	541	64.0	585	8.3	0.7	
M6_120	183	1.43	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	561	6.5	554	5.9	587	34.0	554	5.9	1.4	
M6_122	183	1.30	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	637	7.9	633	6.1	644	34.0	633	6.1	0.8	
M6_123	208	1.93	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	582	6.7	580	4.9	571	34.0	580	4.9	0.2	
M6_124	286	1.88	6.7	0.1	0.4	0.0	0.9	2064	19.0	1956	36.0	2173	12.0	2173	12.0	10.0	
M6_126	288	1.02	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	578	6.7	575	5.7	590	32.0	575	5.7	0.5	
M6_127	114	2.29	3.1	0.1	0.2	0.0	0.7	1419	33.0	1218	40.0	1723	33.0	1723	33.0	29.3	R
M6_127	54	1.55	4.8	0.1	0.3	0.0	0.4	1779	16.0	1688	18.0	1884	33.0	1884	33.0	10.4	C

M6_128	179	1.46	1.2	0.0	0.1	0.0	0.7	814	11.0	783	11.0	893	28.0	783	11.0	3.8
M6_130	199	2.19	1.0	0.0	0.1	0.0	0.4	690	7.0	684	6.6	700	28.0	684	6.6	0.9
M6_131	134	1.94	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	646	9.5	640	6.5	656	43.0	640	6.5	0.9
M6_132	274	1.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	586	6.2	569	4.6	648	26.0	569	4.6	2.9
M6_133	231	6.75	1.1	0.0	0.1	0.0	0.6	742	10.0	731	10.0	786	36.0	731	10.0	1.5
M6_134	6	0.15	0.9	0.1	0.1	0.0	0.1	609	44.0	549	19.0	790	200.0	549	19.0	9.9
M6_135	221	1.41	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	601	6.6	593	5.1	617	33.0	593	5.1	1.3

Table 20: HR-ICP-MS U-Pb data for sample M7

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2 σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2 σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
M7_1	232	0.96	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	630	7.7	612	6.2	683	31.0	612	6.2	2.9	
M7_2	475	1.91	0.4	0.0	0.1	0.0	0.2	343	7.1	339	6.2	362	61.0	339	6.2	1.1	
M7_3	140	1.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	590	12.0	570	9.8	662	52.0	570	9.8	3.5	
M7_4	180	1.68	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	640	7.4	635	5.8	650	33.0	635	5.8	0.7	
M7_5	87	0.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	11.0	617	10.0	593	51.0	617	10.0	0.3	
M7_6	224	0.42	1.4	0.0	0.1	0.0	0.6	870	10.0	856	12.0	894	29.0	894	29.0	4.3	
M7_7	88	1.04	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	646	15.0	616	11.0	737	62.0	616	11.0	4.6	
M7_8	748	1.73	2.4	0.0	0.2	0.0	0.8	1244	9.5	1245	15.0	1239	17.0	1239	17.0	0.5	
M7_9	660	5.58	2.1	0.0	0.2	0.0	0.7	1151	6.6	1143	10.0	1157	16.0	1157	16.0	1.2	
M7_10	294	1.48	5.6	0.3	0.3	0.0	1.0	1897	52.0	1764	81.0	2068	21.0	2068	21.0	14.7	R
M7_10	203	1.24	6.7	0.1	0.4	0.0	0.6	2069	12.0	1995	19.0	2135	21.0	2135	21.0	6.6	C
M7_11	367	0.61	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	625	8.0	627	7.3	608	34.0	627	7.3	0.4	
M7_12	310	3.23	5.6	0.0	0.3	0.0	0.5	1921	6.8	1866	11.0	1976	13.0	1976	13.0	5.6	
M7_13	114	2.73	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	671	12.0	670	9.4	657	57.0	670	9.4	0.2	
M7_14	1701	4.66	1.6	0.1	0.1	0.0	0.9	956	33.0	896	40.0	1103	35.0	1103	35.0	18.8	R
M7_14	327	0.55	2.8	0.0	0.2	0.0	0.7	1352	12.0	1297	18.0	1441	20.0	1441	20.0	10.0	C
M7_15	105	1.32	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	583	11.0	575	9.7	582	49.0	575	9.7	1.3	
M7_16	186	1.60	10.3	0.1	0.5	0.0	0.7	2463	11.0	2424	22.0	2493	16.0	2493	16.0	2.8	
M7_17	157	0.66	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	595	10.0	588	6.0	599	49.0	588	6.0	1.1	
M7_18	257	1.52	6.9	0.1	0.4	0.0	0.8	2090	12.0	2016	23.0	2153	13.0	2153	13.0	6.4	
M7_19	76	1.14	6.3	0.1	0.4	0.0	0.6	2022	10.0	2000	17.0	2041	17.0	2041	17.0	2.0	
M7_20	542	2.31	0.5	0.0	0.1	0.0	0.5	400	5.5	395	4.5	411	32.0	395	4.5	1.1	
M7_21	73	1.61	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	416	10.0	409	5.3	433	64.0	409	5.3	1.6	
M7_22	648	1.33	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	581	6.2	559	6.8	665	23.0	559	6.8	3.8	
M7_23	480	0.94	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	548	8.4	524	11.0	643	45.0	524	11.0	4.4	
M7_25	98	0.67	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	577	9.3	570	5.4	591	40.0	570	5.4	1.2	
M7_26	322	1.44	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	631	11.0	603	12.0	726	52.0	603	12.0	4.4	
M7_27	203	1.38	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	624	7.2	627	5.3	606	33.0	627	5.3	0.4	
M7_28	305	3.31	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1038	8.1	1044	10.0	1017	21.0	1017	21.0	2.7	
M7_29	1566	5.19	2.3	0.0	0.2	0.0	0.7	1202	6.0	1209	9.9	1183	13.0	1183	13.0	2.2	
M7_30	166	1.78	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	818	11.0	817	8.7	805	35.0	817	8.7	0.2	
M7_31	595	1.65	16.4	0.2	0.5	0.0	0.7	2898	10.0	2803	25.0	2955	13.0	2955	13.0	5.1	
M7_32	491	1.33	7.7	0.3	0.4	0.0	0.9	2187	32.0	2022	58.0	2368	30.0	2368	30.0	14.6	
M7_33	192	1.25	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	610	8.6	598	7.3	647	40.0	598	7.3	2.0	
M7_34	77	0.76	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	614	11.0	612	8.1	589	50.0	612	8.1	0.3	
M7_35	125	1.10	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	552	9.1	543	5.3	569	51.0	543	5.3	1.7	
M7_36	497	2.52	1.1	0.0	0.1	0.0	0.8	760	12.0	696	13.0	958	31.0	696	13.0	8.4	
M7_37	222	1.49	6.8	0.1	0.4	0.0	0.8	2083	13.0	2051	26.0	2104	16.0	2104	16.0	2.5	
M7_38	165	1.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	580	8.9	536	6.4	741	38.0	536	6.4	7.6	
M7_39	58	1.86	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	582	13.0	576	9.5	580	62.0	576	9.5	1.1	
M7_40	96	1.43	2.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1338	10.0	1324	12.0	1352	23.0	1352	23.0	2.1	

M7_41	36	0.71	6.3	0.1	0.4	0.0	0.6	2017	15.0	2000	20.0	2027	24.0	2027	24.0	1.3
M7_42	322	1.48	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	595	8.9	567	6.8	690	41.0	567	6.8	4.7
M7_43	164	1.24	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	637	8.5	633	7.3	644	38.0	633	7.3	0.6
M7_44	17	0.37	5.6	0.1	0.3	0.0	0.3	1917	21.0	1910	26.0	1919	41.0	1919	41.0	0.5
M7_45	142	1.86	5.6	0.1	0.3	0.0	0.6	1911	11.0	1745	16.0	2092	17.0	2092	17.0	16.6
M7_46	191	0.85	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	564	9.9	538	6.7	656	48.0	538	6.7	4.7
M7_47	269	0.99	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	570	7.7	562	6.4	594	36.0	562	6.4	1.4
M7_48	219	1.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	589	7.6	567	5.3	664	38.0	567	5.3	3.8
M7_50	187	0.84	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	604	7.8	585	6.5	662	36.0	585	6.5	3.1
M7_51	351	1.82	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	619	9.8	588	10.0	726	40.0	588	10.0	5.0
M7_52	350	1.70	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	669	6.9	669	6.4	654	30.0	669	6.4	0.0
M7_53	410	0.54	6.6	0.1	0.4	0.0	0.7	2051	10.0	2002	21.0	2102	15.0	2102	15.0	4.8
M7_54	95	1.42	6.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2082	10.0	2089	16.0	2068	17.0	2068	17.0	1.0
M7_55	39	1.35	6.1	0.1	0.4	0.0	0.4	1995	10.0	2004	19.0	1982	23.0	1982	23.0	1.1
M7_56	349	2.12	3.2	0.0	0.2	0.0	0.8	1459	9.8	1417	15.0	1512	15.0	1512	15.0	6.3
M7_57	60	1.29	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	803	14.0	808	11.0	764	52.0	808	11.0	0.6
M7_58	595	1.58	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	627	5.5	615	5.6	663	22.0	615	5.6	2.0
M7_59	24	1.25	6.6	0.2	0.4	0.0	0.7	2054	20.0	2031	30.0	2073	34.0	2073	34.0	2.0
M7_60	468	1.24	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	593	6.1	566	5.1	689	25.0	566	5.1	4.6
M7_61	266	1.29	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	553	7.0	543	5.7	583	35.0	543	5.7	1.9
M7_62	85	0.54	18.1	0.2	0.6	0.0	0.6	2992	8.6	2980	20.0	2991	12.0	2991	12.0	0.4
M7_65	55	0.99	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	644	14.0	630	6.7	663	61.0	630	6.7	2.2
M7_66	206	1.24	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	622	7.8	610	6.7	654	31.0	610	6.7	1.9
M7_67	570	1.53	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	600	4.8	590	5.4	631	22.0	590	5.4	1.6
M7_68	110	1.36	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	555	9.4	554	6.1	537	46.0	554	6.1	0.2
M7_69	56	1.33	7.0	0.1	0.4	0.0	0.8	2107	15.0	2086	25.0	2126	18.0	2126	18.0	1.9
M7_70	113	1.12	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	659	9.7	656	7.5	658	44.0	656	7.5	0.5
M7_71	123	1.57	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	593	9.4	585	6.8	610	45.0	585	6.8	1.3
M7_72	337	2.39	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	7.9	612	8.7	606	36.0	612	8.7	0.5
M7_73	98	2.36	4.7	0.1	0.3	0.0	0.5	1765	11.0	1656	16.0	1887	20.0	1887	20.0	12.2
M7_74	156	2.86	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	541	8.2	532	7.3	570	42.0	532	7.3	1.6
M7_75	172	2.21	2.4	0.0	0.2	0.0	0.6	1246	9.5	1241	9.9	1252	22.0	1252	22.0	0.8
M7_76	73	1.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	621	15.0	614	11.0	642	57.0	614	11.0	1.1
M7_77	81	1.69	10.4	0.1	0.5	0.0	0.7	2471	10.0	2474	19.0	2463	15.0	2463	15.0	0.4
M7_79	270	1.19	4.6	0.1	0.3	0.0	0.7	1746	9.2	1748	18.0	1745	17.0	1745	17.0	0.2
M7_80	218	1.09	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	555	8.6	549	7.0	569	42.0	549	7.0	1.2
M7_81	43	1.32	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	575	15.0	575	7.7	534	71.0	575	7.7	0.0
M7_82	109	1.15	2.9	0.0	0.2	0.0	0.6	1378	12.0	1365	18.0	1391	28.0	1391	28.0	1.9
M7_83	130	0.95	5.7	0.1	0.3	0.0	0.8	1929	15.0	1896	22.0	1965	20.0	1965	20.0	3.5
M7_84	342	2.70	5.9	0.2	0.3	0.0	0.9	1945	25.0	1849	27.0	2050	25.0	2050	25.0	9.8
M7_85	62	1.24	2.4	0.0	0.2	0.0	0.4	1230	13.0	1220	13.0	1248	33.0	1248	33.0	2.2
M7_86	267	1.34	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	6.3	603	5.9	652	27.0	603	5.9	2.0
M7_87	422	30.30	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	588	11.0	583	11.0	602	51.0	583	11.0	0.9
M7_87	96	1.97	1.2	0.0	0.1	0.0	0.4	816	16.0	827	15.0	776	58.0	827	15.0	1.3
M7_88	156	0.81	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	593	7.3	586	5.4	613	35.0	586	5.4	1.3
M7_89	297	2.24	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	618	6.8	616	5.8	615	31.0	616	5.8	0.3
M7_90	163	1.31	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	586	7.5	576	5.2	613	36.0	576	5.2	1.7
M7_91	94	1.25	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	637	11.0	628	7.8	661	49.0	628	7.8	1.4
M7_92	192	2.39	1.8	0.0	0.2	0.0	0.4	1029	9.4	1025	10.0	1035	28.0	1035	28.0	1.0
M7_93	179	1.21	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	660	8.3	661	5.8	651	39.0	661	5.8	0.1
M7_95	325	0.99	14.1	0.1	0.5	0.0	0.8	2752	9.0	2640	18.0	2834	9.9	2834	9.9	6.8
M7_96	116	1.44	6.0	0.1	0.4	0.0	0.7	1976	12.0	1967	17.0	1979	19.0	1979	19.0	0.6
M7_97	160	1.36	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	567	8.1	571	6.2	541	39.0	571	6.2	0.7
M7_98	137	2.84	7.2	0.1	0.4	0.0	0.7	2138	11.0	2099	24.0	2169	18.0	2169	18.0	3.2

R
C

M7_99	525	1.42	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	598	6.2	577	6.0	663	25.0	577	6.0	3.4	
M7_100	302	0.85	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	628	6.5	620	5.6	648	29.0	620	5.6	1.2	
M7_101	79	0.56	5.2	0.1	0.3	0.0	0.5	1853	13.0	1766	21.0	1962	23.0	1962	23.0	10.0	
M7_102	23	2.27	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	620	18.0	613	9.1	604	83.0	613	9.1	1.1	
M7_103	421	2.62	0.3	0.0	0.0	0.0	0.5	303	6.2	293	4.1	362	45.0	293	4.1	3.1	
M7_104	190	0.63	3.5	0.0	0.3	0.0	0.6	1517	8.0	1475	13.0	1574	18.0	1574	18.0	6.3	
M7_105	563	0.63	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	581	5.8	560	5.1	661	22.0	560	5.1	3.6	
M7_106	23	0.20	5.3	0.1	0.3	0.0	0.2	1858	16.0	1827	22.0	1890	35.0	1890	35.0	3.3	
M7_108	123	0.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	7.8	602	6.3	663	33.0	602	6.3	2.0	
M7_109	283	3.41	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	641	11.0	640	10.0	642	56.0	640	10.0	0.2	R
M7_109	100	6.89	1.2	0.0	0.1	0.0	0.5	803	18.0	818	15.0	743	59.0	818	15.0	1.9	C
M7_110	153	0.90	1.7	0.0	0.2	0.0	0.5	1018	11.0	1009	9.1	1031	30.0	1031	30.0	2.2	
M7_111	31	1.70	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	561	15.0	559	10.0	539	78.0	559	10.0	0.4	
M7_112	183	1.69	7.0	0.1	0.4	0.0	0.6	2114	12.0	2130	21.0	2100	19.0	2100	19.0	1.4	
M7_113	198	0.81	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	664	24.0	620	13.0	800	110.0	620	13.0	6.6	
M7_114	173	1.18	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	592	8.0	592	6.0	591	37.0	592	6.0	0.0	
M7_115	342	1.28	0.5	0.0	0.1	0.0	0.4	415	6.2	416	4.2	401	38.0	416	4.2	0.2	
M7_116	150	2.08	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	614	9.8	599	8.8	668	43.0	599	8.8	2.5	
M7_117	579	78.00	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	539	27.0	534	28.0	560	130.0	534	28.0	0.9	R
M7_117	418	3.39	2.0	0.0	0.2	0.0	0.6	1103	10.0	1095	13.0	1108	24.0	1108	24.0	1.2	C
M7_118	234	1.36	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	286	5.3	285	3.2	294	49.0	285	3.2	0.3	
M7_119	40	1.40	8.8	0.1	0.4	0.0	0.5	2319	13.0	2358	24.0	2289	22.0	2289	22.0	3.0	
M7_120	109	2.52	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	576	12.0	573	11.0	583	57.0	573	11.0	0.5	
M7_121	129	1.52	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	561	7.3	559	5.6	560	39.0	559	5.6	0.5	
M7_123	171	0.78	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	594	7.9	598	7.7	571	38.0	598	7.7	0.7	
M7_124	489	1.04	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	603	7.4	559	7.7	779	34.0	559	7.7	7.3	
M7_125	121	0.98	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	623	10.0	622	7.1	617	45.0	622	7.1	0.2	
M7_126	255	1.42	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	644	7.9	640	8.8	667	37.0	640	8.8	0.6	
M7_127	84	0.95	7.4	0.1	0.4	0.0	0.8	2159	11.0	2165	22.0	2157	18.0	2157	18.0	0.4	
M7_128	326	1.83	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	686	6.9	681	7.2	698	27.0	681	7.2	0.7	
M7_130	229	1.34	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	623	8.6	606	6.9	677	36.0	606	6.9	2.7	
M7_131	342	3.79	1.5	0.0	0.2	0.0	0.6	940	10.0	908	14.0	1009	29.0	1009	29.0	10.0	
M7_132	169	0.72	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	605	7.5	608	6.2	588	39.0	608	6.2	0.5	
M7_133	40	0.48	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	707	17.0	711	11.0	673	77.0	711	11.0	0.6	
M7_134	248	1.76	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	672	11.0	665	10.0	694	45.0	665	10.0	1.0	
M7_135	124	1.09	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	624	7.6	627	6.1	611	33.0	627	6.1	0.5	

Table 21: HR-ICP-MS U-Pb data for sample M8

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2 σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2 σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
M8_1	99	1.68	7.7	0.1	0.4	0.0	0.5	2193	7.6	2196	14.0	2191	14.0	2191	14.0	0.2	
M8_2	364	1.09	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	560	5.6	545	4.5	624	25.0	545	4.5	2.7	
M8_3	225	3.08	9.2	0.1	0.4	0.0	0.8	2359	15.0	2292	23.0	2418	14.0	2418	14.0	5.2	
M8_4	117	1.00	4.2	0.1	0.3	0.0	0.9	1675	17.0	1599	25.0	1772	19.0	1772	19.0	9.8	
M8_5	529	1.44	5.8	0.1	0.3	0.0	0.7	1944	8.2	1841	13.0	2059	12.0	2059	12.0	10.6	
M8_7	285	2.20	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	567	5.7	570	4.9	555	28.0	570	4.9	0.6	
M8_8	488	8.78	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	560	9.5	553	8.6	587	43.0	553	8.6	1.2	
M8_9	162	1.12	1.0	0.0	0.1	0.0	0.5	687	10.0	672	6.8	735	40.0	672	6.8	2.2	
M8_10	320	1.51	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	637	5.9	634	5.2	634	26.0	634	5.2	0.5	
M8_11	228	1.22	0.9	0.0	0.1	0.0	0.5	660	9.2	664	8.1	654	32.0	664	8.1	0.6	
M8_12	164	0.81	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	666	9.3	667	6.0	656	41.0	667	6.0	0.1	
M8_13	473	2.70	1.7	0.0	0.2	0.0	0.6	1023	8.4	1020	9.2	1031	20.0	1031	20.0	1.1	

M8_16	112	1.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	594	10.0	585	5.9	611	47.0	585	5.9	1.5	
M8_17	233	0.51	3.9	0.0	0.3	0.0	0.4	1613	6.9	1562	9.2	1677	14.0	1677	14.0	6.8	
M8_18	186	1.28	5.6	0.1	0.3	0.0	0.6	1915	8.2	1843	14.0	1991	15.0	1991	15.0	7.4	
M8_19	245	0.99	4.0	0.1	0.3	0.0	0.6	1630	11.0	1540	13.0	1748	21.0	1748	21.0	11.9	
M8_20	200	0.94	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	567	6.2	567	5.0	564	30.0	567	5.0	0.0	
M8_21	60	3.29	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	558	10.0	557	5.5	546	51.0	557	5.5	0.2	
M8_22	332	0.75	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	568	6.9	558	7.4	613	29.0	558	7.4	1.7	
M8_23	134	2.23	6.7	0.1	0.4	0.0	0.6	2066	7.8	2029	15.0	2104	15.0	2104	15.0	3.6	
M8_24	504	0.53	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6	580	5.6	580	6.7	582	26.0	580	6.7	0.1	
M8_25	159	1.80	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	602	8.8	597	5.7	599	41.0	597	5.7	0.7	
M8_26	67	1.07	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	608	9.8	605	8.4	605	52.0	605	8.4	0.5	
M8_27	106	1.28	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	623	13.0	615	7.1	647	57.0	615	7.1	1.3	
M8_28	65	1.47	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	569	10.0	564	5.6	563	52.0	564	5.6	0.9	
M8_29	90	0.68	9.0	0.1	0.4	0.0	0.6	2339	8.3	2257	16.0	2406	14.0	2406	14.0	6.2	
M8_30	496	0.70	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	615	5.4	595	4.1	695	23.0	595	4.1	3.3	
M8_31	179	2.84	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	628	6.3	618	4.5	656	30.0	618	4.5	1.6	
M8_32	76	1.57	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	579	8.2	574	4.4	583	42.0	574	4.4	0.8	
M8_33	103	2.98	2.0	0.0	0.2	0.0	0.8	1114	16.0	1056	20.0	1221	39.0	1221	39.0	13.5	
M8_34	113	2.25	7.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2183	7.8	2168	16.0	2196	14.0	2196	14.0	1.3	
M8_36	882	11.74	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	525	10.0	481	7.2	716	48.0	481	7.2	8.3	
M8_38	302	2.36	2.2	0.0	0.2	0.0	0.5	1168	5.9	1153	7.9	1194	16.0	1194	16.0	3.4	
M8_40	273	1.06	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	577	6.0	581	4.0	560	31.0	581	4.0	0.7	
M8_41	488	1.00	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	595	8.1	572	7.4	666	28.0	572	7.4	3.9	
M8_42	24	1.44	2.4	0.1	0.2	0.0	0.2	1238	16.0	1254	14.0	1206	49.0	1206	49.0	4.0	
M8_43	190	1.74	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	608	9.2	592	8.7	669	39.0	592	8.7	2.7	
M8_44	134	0.95	5.1	0.1	0.3	0.0	0.6	1832	9.3	1756	14.0	1923	18.0	1923	18.0	8.7	
M8_45	128	1.05	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	626	14.0	617	9.2	672	58.0	617	9.2	1.5	
M8_46	320	2.75	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	494	8.7	476	4.7	573	52.0	476	4.7	3.5	R
M8_46	585	5.27	4.4	0.1	0.3	0.0	0.9	1710	19.0	1507	25.0	1966	17.0	1966	17.0	23.3	C
M8_47	343	1.39	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	621	5.3	622	4.8	612	25.0	622	4.8	0.1	
M8_48	433	4.17	1.7	0.1	0.2	0.0	0.5	989	20.0	1000	27.0	968	61.0	968	61.0	3.3	R
M8_48	314	1.92	2.2	0.0	0.2	0.0	0.6	1180	8.2	1182	9.3	1174	19.0	1174	19.0	0.7	C
M8_49	291	2.35	18.5	0.1	0.6	0.0	0.7	3017	5.6	3000	14.0	3028	7.8	3028	7.8	0.9	
M8_50	176	1.68	0.9	0.0	0.1	0.0	0.3	630	7.3	636	6.2	598	32.0	636	6.2	1.0	
M8_51	106	1.20	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1038	13.0	969	15.0	1184	37.0	1184	37.0	18.2	
M8_52	133	1.07	6.3	0.1	0.3	0.0	0.9	2023	9.9	1841	17.0	2210	15.0	2210	15.0	16.7	
M8_53	144	1.54	2.1	0.0	0.2	0.0	0.4	1151	12.0	1129	15.0	1187	36.0	1187	36.0	4.9	
M8_54	77	1.66	6.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2056	11.0	1951	21.0	2162	19.0	2162	19.0	9.8	
M8_55	37	3.29	2.3	0.0	0.2	0.0	0.4	1214	14.0	1223	15.0	1204	37.0	1204	37.0	1.6	
M8_56	127	1.14	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	574	8.7	581	5.5	529	43.0	581	5.5	1.2	
M8_57	202	1.86	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	604	7.4	606	6.0	591	35.0	606	6.0	0.3	R
M8_58	755	1.40	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	519	5.7	475	5.3	718	25.0	475	5.3	8.6	
M8_59	131	1.10	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	634	10.0	629	8.3	650	44.0	629	8.3	0.9	
M8_61	70	0.95	6.6	0.1	0.4	0.0	0.4	2060	7.9	2064	14.0	2057	16.0	2057	16.0	0.3	
M8_62	170	1.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	663	9.1	668	7.0	639	37.0	668	7.0	0.8	
M8_63	35	1.05	1.8	0.0	0.2	0.0	0.2	1045	15.0	1057	12.0	1017	48.0	1017	48.0	3.9	
M8_64	204	0.90	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	565	6.1	565	4.2	563	31.0	565	4.2	0.1	
M8_65	98	38.90	1.8	0.0	0.2	0.0	0.5	1049	13.0	957	13.0	1234	36.0	1234	36.0	22.4	
M8_67	143	0.65	3.9	0.1	0.3	0.0	0.7	1617	14.0	1504	18.0	1763	23.0	1763	23.0	14.7	
M8_69	345	3.88	4.1	0.1	0.3	0.0	0.9	1654	13.0	1491	16.0	1861	16.0	1861	16.0	19.9	
M8_70	567	1.28	1.5	0.0	0.2	0.0	0.6	944	9.1	915	10.0	1010	25.0	1010	25.0	9.4	
M8_72	168	1.43	10.7	0.2	0.4	0.0	0.9	2491	15.0	2297	25.0	2653	13.0	2653	13.0	13.4	
M8_73	446	1.50	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	554	5.7	546	5.2	582	29.0	546	5.2	1.6	
M8_74	247	2.14	2.1	0.0	0.2	0.0	0.6	1142	9.9	1122	13.0	1171	26.0	1171	26.0	4.2	

M8_75	55	19.20	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	607	27.0	571	17.0	740	130.0	571	17.0	5.9	R
M8_75	79	1.44	6.1	0.1	0.4	0.0	0.4	1996	12.0	1976	21.0	2020	26.0	2020	26.0	2.2	C
M8_76	118	1.05	1.8	0.0	0.2	0.0	0.6	1038	9.1	1036	11.0	1044	25.0	1044	25.0	0.8	
M8_77	64	0.63	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	622	13.0	623	6.6	599	59.0	623	6.6	0.2	
M8_78	157	1.02	4.7	0.1	0.3	0.0	0.9	1771	12.0	1750	22.0	1802	15.0	1802	15.0	2.9	
M8_79	129	0.98	4.7	0.1	0.3	0.0	0.8	1760	20.0	1769	34.0	1765	28.0	1765	28.0	0.2	
M8_80	42	0.79	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	572	18.0	564	9.1	599	79.0	564	9.1	1.3	
M8_81	83	1.29	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	584	11.0	567	5.4	645	53.0	567	5.4	2.9	
M8_83	59	1.32	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	617	11.0	623	7.0	583	51.0	623	7.0	0.9	
M8_84	163	2.29	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	598	7.7	607	5.5	563	32.0	607	5.5	1.6	
M8_85	159	0.76	6.8	0.1	0.4	0.0	0.7	2085	9.3	2083	16.0	2088	15.0	2088	15.0	0.2	
M8_86	56	1.23	6.9	0.1	0.4	0.0	0.5	2103	9.4	2049	18.0	2156	18.0	2156	18.0	5.0	
M8_87	311	1.12	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	555	5.3	544	3.7	597	26.0	544	3.7	2.0	
M8_89	65	1.01	1.6	0.0	0.2	0.0	0.3	977	11.0	966	8.1	999	35.0	999	35.0	3.3	
M8_90	222	1.94	6.0	0.1	0.3	0.0	0.7	1972	20.0	1784	30.0	2183	32.0	2183	32.0	18.3	
M8_91	88	2.67	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	551	11.0	557	6.2	533	56.0	557	6.2	1.1	
M8_92	188	1.96	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1012	7.4	1015	7.1	999	24.0	999	24.0	1.6	
M8_93	83	0.66	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	596	11.0	598	8.4	580	50.0	598	8.4	0.4	
M8_94	245	1.85	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	577	12.0	554	11.0	669	52.0	554	11.0	4.0	
M8_95	240	2.62	1.8	0.0	0.2	0.0	0.7	1054	11.0	1063	9.6	1043	23.0	1043	23.0	2.0	
M8_96	172	0.87	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	634	11.0	633	8.5	625	44.0	633	8.5	0.2	
M8_97	329	1.23	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	557	5.3	560	3.7	547	27.0	560	3.7	0.6	
M8_98	69	1.41	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	576	12.0	582	7.0	535	58.0	582	7.0	1.0	
M8_99	402	30.60	1.7	0.0	0.2	0.0	0.6	1002	6.7	1002	6.6	1008	16.0	1008	16.0	0.6	R
M8_99	64	1.38	2.3	0.1	0.2	0.0	0.3	1203	23.0	1226	26.0	1158	76.0	1158	76.0	5.9	C
M8_100	205	0.91	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	529	6.4	508	4.9	617	32.0	508	4.9	3.9	
M8_101	111	1.09	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	539	7.8	538	5.0	533	41.0	538	5.0	0.2	
M8_102	152	1.69	1.5	0.0	0.2	0.0	0.3	931	7.5	924	8.0	950	27.0	950	27.0	2.8	
M8_103	133	1.26	6.9	0.1	0.4	0.0	0.9	2098	15.0	1999	28.0	2201	18.0	2201	18.0	9.2	
M8_104	123	3.18	2.3	0.0	0.2	0.0	0.4	1223	8.4	1238	10.0	1198	24.0	1198	24.0	3.3	
M8_105	62	0.73	1.8	0.0	0.2	0.0	0.3	1054	13.0	1064	12.0	1027	40.0	1027	40.0	3.6	
M8_107	22	0.63	5.9	0.1	0.4	0.0	0.4	1964	13.0	1989	17.0	1941	26.0	1941	26.0	2.5	
M8_109	128	1.24	6.1	0.2	0.4	0.0	0.7	1994	22.0	2005	34.0	1986	33.0	1986	33.0	1.0	R
M8_109	150	1.40	13.7	0.3	0.5	0.0	0.8	2725	18.0	2648	22.0	2781	20.0	2781	20.0	4.8	C
M8_110	130	0.91	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	602	7.6	600	5.9	606	36.0	600	5.9	0.3	
M8_112	188	1.57	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	526	7.2	524	5.1	530	39.0	524	5.1	0.5	
M8_114	224	0.90	0.4	0.0	0.1	0.0	0.5	375	6.6	375	4.2	360	42.0	375	4.2	0.0	
M8_115	93	0.80	4.7	0.1	0.3	0.0	0.6	1771	9.6	1735	15.0	1814	17.0	1814	17.0	4.4	
M8_116	104	3.02	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	674	9.3	667	6.9	679	38.0	667	6.9	1.0	
M8_117	70	1.14	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	556	13.0	552	7.3	545	62.0	552	7.3	0.7	
M8_118	178	1.13	6.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2054	11.0	2069	19.0	2032	18.0	2032	18.0	1.8	
M8_119	109	1.43	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	621	9.3	616	5.7	622	43.0	616	5.7	0.8	
M8_120	93	0.77	6.0	0.1	0.4	0.0	0.7	1979	10.0	1967	17.0	1992	18.0	1992	18.0	1.3	
M8_121	287	1.49	0.5	0.0	0.1	0.0	0.5	416	4.8	418	3.6	394	31.0	418	3.6	0.4	
M8_122	374	1.08	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	609	4.7	596	4.7	647	23.0	596	4.7	2.1	
M8_123	199	2.44	1.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1002	6.3	992	7.8	1016	19.0	1016	19.0	2.4	
M8_124	210	4.19	1.6	0.0	0.2	0.0	0.5	982	8.2	959	8.6	1021	24.0	1021	24.0	6.1	
M8_125	270	2.24	2.4	0.1	0.2	0.0	0.8	1232	16.0	1071	15.0	1526	27.0	1526	27.0	29.8	
M8_126	206	0.78	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	608	6.2	605	4.8	608	30.0	605	4.8	0.5	
M8_127	63	1.47	7.3	0.1	0.4	0.0	0.5	2151	9.3	2111	18.0	2184	17.0	2184	17.0	3.3	
M8_128	61	0.44	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	595	11.0	590	5.5	585	55.0	590	5.5	0.8	
M8_129	151	2.18	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	566	10.0	559	5.0	575	51.0	559	5.0	1.3	
M8_130	28	0.59	1.7	0.0	0.2	0.0	0.1	1015	14.0	1015	10.0	995	47.0	995	47.0	2.0	
M8_131	487	3.42	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	516	7.1	476	6.9	691	35.0	476	6.9	7.7	

M8_132	134	0.87	10.5	0.1	0.5	0.0	0.7	2479	9.7	2460	20.0	2485	13.0	2485	13.0	1.0
M8_133	435	0.52	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	595	7.1	604	4.7	563	29.0	604	4.7	1.6
M8_134	133	2.18	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	506	9.9	502	4.8	510	57.0	502	4.8	0.9
M8_135	661	0.99	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	574	15.0	554	16.0	649	57.0	554	16.0	3.5

Table 22: HR-ICP-MS U-Pb data for sample M10

Sample Grain#	[U] ppm	U/Th	<u>207</u> 235	2 σ error	<u>206</u> 238	2 σ error	RHO	<u>207/235</u> (Ma)	2 σ error	<u>206/238</u> (Ma)	2 σ error	<u>207/206</u> (Ma)	2 σ error	Best (Ma)	2 σ error	Disc (%)	R/C
M10_1	86	0.87	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	615	11.0	602	6.6	640	52.0	602	6.6	2.2	
M10_2	185	1.65	6.9	0.1	0.4	0.0	0.7	2094	12.0	2060	18.0	2117	17.0	2117	17.0	2.7	
M10_3	328	1.17	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	577	8.8	567	6.6	600	40.0	567	6.6	1.6	
M10_4	154	0.94	5.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1893	7.8	1888	13.0	1890	15.0	1890	15.0	0.1	
M10_5	58	0.99	6.4	0.1	0.4	0.0	0.6	2031	12.0	2066	24.0	1988	21.0	1988	21.0	3.9	
M10_6	122	1.71	6.7	0.1	0.4	0.0	0.7	2073	16.0	1999	35.0	2142	19.0	2142	19.0	6.7	
M10_7	431	3.27	5.9	0.1	0.3	0.0	0.7	1951	13.0	1845	25.0	2052	22.0	2052	22.0	10.1	
M10_8	111	1.01	7.6	0.1	0.4	0.0	0.6	2191	10.0	2175	18.0	2190	17.0	2190	17.0	0.7	
M10_9	150	1.30	2.2	0.0	0.2	0.0	0.5	1183	7.3	1168	9.0	1199	21.0	1199	21.0	2.6	
M10_10	122	1.14	6.6	0.2	0.4	0.0	0.6	2053	20.0	1971	32.0	2129	31.0	2129	31.0	7.4	
M10_11	403	1.06	4.5	0.1	0.3	0.0	0.6	1724	14.0	1709	24.0	1738	25.0	1738	25.0	1.7	
M10_12	236	2.42	2.1	0.0	0.2	0.0	0.5	1156	7.4	1131	8.1	1192	19.0	1192	19.0	5.1	
M10_13	93	1.50	2.7	0.0	0.2	0.0	0.4	1324	8.8	1335	10.0	1291	22.0	1291	22.0	3.4	
M10_14	694	4.94	0.8	0.0	0.1	0.0	0.7	615	11.0	592	12.0	697	43.0	592	12.0	3.7	
M10_15	256	1.20	6.1	0.1	0.3	0.0	0.7	1994	15.0	1865	26.0	2128	23.0	2128	23.0	12.4	
M10_16	477	2.21	5.9	0.1	0.3	0.0	0.8	1959	7.5	1871	15.0	2046	12.0	2046	12.0	8.6	
M10_18	195	1.18	4.1	0.1	0.3	0.0	0.7	1663	14.0	1557	21.0	1785	24.0	1785	24.0	12.8	
M10_19	254	2.43	0.7	0.0	0.1	0.0	0.7	543	8.4	557	11.0	475	34.0	557	11.0	2.6	
M10_21	156	2.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	623	9.5	595	8.6	687	41.0	595	8.6	4.5	
M10_22	182	1.32	5.6	0.1	0.3	0.0	0.5	1917	8.1	1807	13.0	2035	15.0	2035	15.0	11.2	
M10_23	190	2.16	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	551	7.1	547	5.9	559	36.0	547	5.9	0.7	
M10_24	181	2.17	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	576	8.4	573	8.0	567	43.0	573	8.0	0.5	
M10_25	137	1.09	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	620	12.0	603	8.6	669	60.0	603	8.6	2.7	
M10_27	287	2.71	6.3	0.1	0.3	0.0	0.7	2015	13.0	1911	23.0	2121	20.0	2121	20.0	9.9	
M10_28	148	1.13	4.7	0.1	0.3	0.0	0.6	1766	12.0	1765	21.0	1769	23.0	1769	23.0	0.2	
M10_29	451	1.48	2.6	0.0	0.2	0.0	0.7	1301	8.1	1276	10.0	1338	16.0	1338	16.0	4.6	
M10_30	339	0.94	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	568	5.4	559	5.1	602	29.0	559	5.1	1.7	
M10_31	209	1.19	5.9	0.1	0.3	0.0	0.7	1961	7.9	1741	15.0	2199	13.0	2199	13.0	20.8	
M10_32	359	0.89	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	604	5.8	598	4.5	625	24.0	598	4.5	1.0	
M10_33	367	1.12	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	585	6.9	572	6.0	629	32.0	572	6.0	2.3	
M10_34	418	2.57	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	545	6.0	544	5.4	550	27.0	544	5.4	0.2	
M10_36	678	1.11	1.4	0.0	0.1	0.0	0.5	870	9.1	846	13.0	937	34.0	846	13.0	2.7	
M10_37	579	8.96	5.4	0.0	0.3	0.0	0.7	1878	4.8	1856	8.9	1903	7.8	1903	7.8	2.5	
M10_38	129	1.41	6.9	0.1	0.4	0.0	0.5	2095	9.3	2055	19.0	2138	18.0	2138	18.0	3.9	
M10_40	75	0.56	0.6	0.0	0.1	0.0	0.3	505	13.0	496	7.3	527	68.0	496	7.3	1.9	
M10_41	57	1.05	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	634	11.0	637	6.5	618	56.0	637	6.5	0.5	
M10_43	40	1.73	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	615	16.0	592	11.0	689	83.0	592	11.0	3.7	
M10_44	23	0.64	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	620	18.0	604	10.0	645	84.0	604	10.0	2.6	
M10_45	319	1.14	3.6	0.0	0.3	0.0	0.5	1558	6.7	1556	9.3	1564	16.0	1564	16.0	0.5	
M10_46	173	1.96	6.6	0.1	0.4	0.0	0.8	2052	11.0	1953	20.0	2157	13.0	2157	13.0	9.5	
M10_47	222	1.60	2.4	0.0	0.2	0.0	0.6	1233	7.7	1200	11.0	1291	20.0	1291	20.0	7.0	
M10_48	129	1.66	2.3	0.0	0.2	0.0	0.7	1199	12.0	1179	16.0	1227	27.0	1227	27.0	3.9	
M10_49	477	2.50	5.8	0.1	0.3	0.0	0.7	1944	13.0	1843	25.0	2056	22.0	2056	22.0	10.4	
M10_50	185	0.78	3.6	0.1	0.2	0.0	0.7	1537	15.0	1353	23.0	1814	27.0	1814	27.0	25.4	
M10_51	375	4.58	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	551	6.1	551	4.9	547	29.0	551	4.9	0.1	
M10_52	212	0.99	5.3	0.1	0.3	0.0	0.7	1861	10.0	1814	18.0	1919	15.0	1919	15.0	5.5	
M10_53	130	1.78	7.0	0.1	0.4	0.0	0.6	2111	11.0	2043	16.0	2181	16.0	2181	16.0	6.3	

M10_55	170	1.53	3.7	0.0	0.3	0.0	0.7	1563	9.0	1504	12.0	1645	16.0	1645	16.0	8.6
M10_56	369	2.68	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	585	6.6	583	6.1	601	29.0	583	6.1	0.4
M10_57	40	1.20	2.2	0.1	0.2	0.0	0.0	1169	19.0	1135	12.0	1219	55.0	1219	55.0	6.9
M10_58	274	1.74	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	553	7.9	546	5.9	580	39.0	546	5.9	1.4
M10_59	88	0.85	1.1	0.0	0.1	0.0	0.2	748	21.0	733	14.0	779	86.0	733	14.0	2.0
M10_60	149	1.41	7.0	0.1	0.4	0.0	0.3	2112	14.0	2082	22.0	2138	25.0	2138	25.0	2.6
M10_61	195	1.32	2.6	0.0	0.2	0.0	0.5	1312	6.9	1270	7.5	1378	16.0	1378	16.0	7.8
M10_62	317	0.91	5.9	0.1	0.4	0.0	0.8	1960	15.0	1940	29.0	1986	21.0	1986	21.0	2.3
M10_62	288	3.42	10.1	0.1	0.4	0.0	0.7	2444	11.0	2391	19.0	2487	14.0	2487	14.0	3.9
M10_63	11	0.09	1.6	0.1	0.2	0.0	0.0	969	28.0	930	17.0	1029	97.0	1029	97.0	9.6
M10_64	351	0.85	0.7	0.0	0.1	0.0	0.5	541	5.9	535	5.4	569	30.0	535	5.4	1.1
M10_65	73	2.10	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	634	10.0	621	5.6	665	51.0	621	5.6	2.0
M10_66	95	2.20	7.3	0.1	0.4	0.0	0.7	2150	7.5	2115	13.0	2184	14.0	2184	14.0	3.2
M10_67	256	1.67	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	542	6.0	534	3.9	568	32.0	534	3.9	1.5
M10_68	350	1.81	2.6	0.0	0.2	0.0	0.6	1293	6.8	1267	8.7	1333	15.0	1333	15.0	5.0
M10_69	236	1.47	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	605	6.2	578	5.4	703	27.0	578	5.4	4.4
M10_70	71	1.63	2.3	0.0	0.2	0.0	0.3	1198	11.0	1182	10.0	1219	29.0	1219	29.0	3.0
M10_71	195	1.70	4.6	0.0	0.3	0.0	0.5	1751	8.2	1719	13.0	1788	16.0	1788	16.0	3.9
M10_72	51	7.85	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	677	15.0	686	10.0	651	76.0	686	10.0	1.3
M10_73	83	1.52	16.4	0.2	0.6	0.0	0.7	2901	8.6	2890	20.0	2907	11.0	2907	11.0	0.6
M10_74	516	1.35	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	587	5.0	582	5.2	606	23.0	582	5.2	1.0
M10_75	223	4.64	6.2	0.1	0.4	0.0	0.7	1996	14.0	1967	28.0	2026	22.0	2026	22.0	2.9
M10_77	271	1.03	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	572	7.1	555	6.3	644	34.0	555	6.3	3.0
M10_78	527	0.61	0.7	0.0	0.1	0.0	0.6	561	8.4	505	7.3	757	34.0	505	7.3	9.9
M10_79	282	40.70	1.5	0.0	0.2	0.0	0.7	929	11.0	915	14.0	954	27.0	954	27.0	4.1
M10_80	317	2.20	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	590	9.1	571	8.4	650	48.0	571	8.4	3.1
M10_81	53	1.12	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	594	13.0	545	9.0	753	66.0	545	9.0	8.2
M10_82	188	2.00	7.2	0.1	0.4	0.0	0.8	2135	8.8	2159	16.0	2116	11.0	2116	11.0	2.0
M10_83	302	1.27	3.0	0.0	0.2	0.0	0.7	1411	11.0	1311	14.0	1564	18.0	1564	18.0	16.2
M10_84	120	1.28	0.8	0.0	0.1	0.0	0.3	611	9.4	562	7.0	784	44.0	562	7.0	8.0
M10_85	101	1.18	6.9	0.1	0.4	0.0	0.6	2091	12.0	2058	22.0	2122	16.0	2122	16.0	3.0
M10_86	400	1.52	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	623	5.8	608	5.5	669	25.0	608	5.5	2.4
M10_87	143	1.36	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	593	10.0	597	10.0	561	49.0	597	10.0	0.7
M10_88	84	0.88	2.6	0.0	0.2	0.0	0.3	1301	11.0	1284	10.0	1325	29.0	1325	29.0	3.1
M10_89	412	1.63	6.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2087	7.6	1992	14.0	2179	13.0	2179	13.0	8.6
M10_90	215	5.85	3.7	0.1	0.3	0.0	0.9	1556	22.0	1458	30.0	1695	27.0	1695	27.0	14.0
M10_91	280	0.63	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	551	8.9	536	8.1	609	47.0	536	8.1	2.7
M10_92	67	0.78	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	629	9.9	611	5.3	682	46.0	611	5.3	2.9
M10_93	148	1.19	4.5	0.0	0.3	0.0	0.5	1728	7.4	1685	11.0	1777	16.0	1777	16.0	5.2
M10_94	99	2.05	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	629	8.6	631	5.5	615	39.0	631	5.5	0.3
M10_95	204	4.50	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	603	7.4	584	4.8	680	36.0	584	4.8	3.3
M10_96	153	5.92	0.7	0.0	0.1	0.0	0.4	563	7.7	546	4.3	622	38.0	546	4.3	3.1
M10_97	96	1.19	4.8	0.1	0.3	0.0	0.5	1792	9.1	1701	12.0	1897	17.0	1897	17.0	10.3
M10_98	149	1.14	2.0	0.0	0.2	0.0	0.2	1099	10.0	1066	10.0	1157	31.0	1157	31.0	7.9
M10_99	278	1.34	2.4	0.1	0.2	0.0	0.2	1249	17.0	1118	11.0	1488	49.0	1488	49.0	24.9
M10_100	53	0.96	0.8	0.0	0.1	0.0	0.1	589	13.0	593	6.7	555	62.0	593	6.7	0.7
M10_101	205	1.81	5.4	0.1	0.3	0.0	0.7	1883	8.9	1807	14.0	1966	13.0	1966	13.0	8.1
M10_102	372	1.52	5.3	0.1	0.3	0.0	0.6	1878	11.0	1766	19.0	1994	22.0	1994	22.0	11.4
M10_103	134	1.61	7.3	0.1	0.4	0.0	0.7	2147	13.0	2147	24.0	2142	19.0	2142	19.0	0.2
M10_104	80	0.98	4.4	0.1	0.3	0.0	0.4	1718	10.0	1468	11.0	2034	22.0	2034	22.0	27.8
M10_105	372	2.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	611	10.0	613	10.0	601	43.0	613	10.0	0.3
M10_106	292	0.64	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	623	7.2	607	5.5	667	29.0	607	5.5	2.6
M10_108	71	0.66	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	574	12.0	565	7.3	577	52.0	565	7.3	1.5
M10_109	145	1.06	6.9	0.1	0.4	0.0	0.9	2099	13.0	2051	21.0	2140	16.0	2140	16.0	4.2
M10_110	74	1.50	6.5	0.1	0.4	0.0	0.5	2043	9.1	2059	14.0	2022	16.0	2022	16.0	1.8
M10_112	364	1.94	2.0	0.0	0.2	0.0	0.8	1101	12.0	1102	14.0	1102	29.0	1102	29.0	0.0
M10_113	156	1.65	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	558	8.3	550	6.9	583	45.0	550	6.9	1.3
M10_114	209	1.14	0.8	0.0	0.1	0.0	0.2	620	8.5	574	6.6	788	43.0	574	6.6	7.4

R
C

M10_115	206	1.68	5.8	0.1	0.3	0.0	0.8	1948	12.0	1913	15.0	1984	15.0	1984	15.0	3.6
M10_116	160	1.57	0.5	0.0	0.1	0.0	0.2	443	6.8	436	3.7	460	41.0	436	3.7	1.5
M10_117	115	2.50	5.6	0.1	0.3	0.0	0.5	1912	10.0	1765	15.0	2070	19.0	2070	19.0	14.7
M10_118	367	4.27	4.7	0.1	0.3	0.0	0.9	1771	14.0	1672	23.0	1895	15.0	1895	15.0	11.8
M10_119	45	0.67	0.9	0.0	0.1	0.0	0.2	642	15.0	603	8.0	758	70.0	603	8.0	6.1
M10_120	1277	5.80	0.7	0.0	0.1	0.0	0.2	559	23.0	523	15.0	700	79.0	523	15.0	6.4
M10_121	893	32.00	0.9	0.0	0.1	0.0	0.6	667	23.0	628	9.3	770	66.0	628	9.3	5.8
M10_122	230	1.18	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	615	10.0	606	9.3	650	41.0	606	9.3	1.5
M10_123	42	1.56	2.3	0.0	0.2	0.0	0.1	1206	13.0	1214	12.0	1184	41.0	1184	41.0	2.5
M10_124	28	1.69	2.8	0.1	0.2	0.0	0.3	1341	16.0	1390	16.0	1262	41.0	1262	41.0	10.1
M10_125	25	0.84	3.8	0.1	0.3	0.0	0.2	1598	16.0	1523	16.0	1705	35.0	1705	35.0	10.7
M10_126	341	1.20	1.0	0.0	0.1	0.0	0.6	704	12.0	692	13.0	738	41.0	692	13.0	1.7
M10_127	191	3.03	7.0	0.1	0.4	0.0	0.7	2110	13.0	2123	22.0	2101	19.0	2101	19.0	1.0
M10_129	359	3.14	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3	557	6.3	541	4.7	636	33.0	541	4.7	3.0
M10_130	268	2.23	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	574	6.5	566	4.3	605	29.0	566	4.3	1.4
M10_131	115	0.78	0.9	0.0	0.1	0.0	0.4	630	10.0	594	7.2	766	42.0	594	7.2	5.7
M10_132	58	0.88	7.8	0.1	0.4	0.0	0.6	2208	11.0	2146	16.0	2269	18.0	2269	18.0	5.4
M10_133	98	1.22	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	583	11.0	552	6.4	695	52.0	552	6.4	5.3
M10_134	241	0.79	0.8	0.0	0.1	0.0	0.5	580	7.5	578	4.4	580	33.0	578	4.4	0.3
M10_135	206	0.80	0.8	0.0	0.1	0.0	0.4	592	7.8	556	5.7	747	37.0	556	5.7	6.1

Table 23: HR-ICP-MS U-Pb data for sample VLP3

Sample Grain#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207/235	1 σ error	206/238	1 σ error	207/206	1 σ error	207/235	1 σ error	206/238 (Ma)	1 σ error	207/206 (Ma)	1 σ error	Disc1 (%)	Disc2 (%)	Best (Ma)
VLP3-1	31.2	1016.0	58.3	0.30	0.0	0.03	0.0	0.08	0.0	268	4.2	183	1.7	1160	32.27	32	-535	183
VLP3-2	34.6	624.2	64.8	0.39	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	332	3.8	326	2.9	294	28.04	2	10	326
VLP3-3	27.4	586.9	51.3	0.34	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	300	4.4	292	2.7	295	34.75	3		292
VLP3-4	25.3	203.4	47.4	1.01	0.0	0.10	0.0	0.07	0.0	711	10.0	629	5.7	951	31.64	12	-51	629
VLP3-5	36.2	780.9	67.7	0.34	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	299	4.6	310	2.8	305	35.63	-4	2	310
VLP3-6	16.5	305.7	30.9	0.38	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	325	5.4	314	2.9	317	38.51	3	-1	314
VLP3-7	59.7	368.0	111.6	1.39	0.0	0.15	0.0	0.07	0.0	885	8.1	889	7.6	798	24.86	-1	10	889
VLP3-8	25.5	453.1	47.7	0.38	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	328	4.0	321	2.9	320	29.20	2	0	321
VLP3-9	81.5	6788.3	152.4	0.12	0.0	0.01	0.0	0.07	0.0	118	1.5	79	0.7	1031	24.94	33	-1206	79
VLP3-10	36.8	680.7	68.9	0.43	0.0	0.06	0.0	0.05	0.0	360	4.4	361	3.2	406	28.59	0	-13	361
VLP3-11	6.4	45.6	11.9	0.86	0.0	0.10	0.0	0.06	0.0	629	10.9	617	5.7	659	40.20	2	-7	617
VLP3-12	66.0	127.9	123.4	5.98	0.1	0.36	0.0	0.12	0.0	1972	13.6	1960	15.5	1995	20.77	1	-2	1960
VLP3-13	15.8	249.7	29.5	0.32	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	283	5.1	280	2.6	341	41.16	1	-22	280
VLP3-14	19.5	319.8	36.4	0.40	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	339	4.4	326	2.9	368	30.78	4	-13	326
VLP3-15	95.5	245.8	178.6	4.74	0.1	0.31	0.0	0.11	0.0	1775	13.4	1756	14.2	1782	21.76	1	-1	1756
VLP3-16	112.4	1489.5	210.2	0.62	0.0	0.08	0.0	0.06	0.0	491	9.2	492	4.7	583	41.58	0	-18	492
VLP3-17	16.7	340.4	31.2	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	319	4.2	312	2.8	322	30.47	2	-3	312
VLP3-18	21.1	396.2	39.4	0.39	0.0	0.05	0.0	0.06	0.0	332	4.3	305	2.8	478	29.82	8	-57	305
VLP3-19	55.8	468.9	104.4	1.10	0.0	0.12	0.0	0.06	0.0	752	8.2	724	6.3	701	27.21	4	3	724
VLP3-20	26.2	287.5	49.0	0.74	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	560	7.6	531	4.8	623	31.43	5	-17	531
VLP3-21	37.2	315.7	69.6	0.91	0.0	0.11	0.0	0.06	0.0	655	7.0	658	5.8	613	26.74	-1	7	658
VLP3-22	10.6	75.7	19.9	0.92	0.0	0.11	0.0	0.06	0.0	664	13.5	649	6.3	748	44.57	2	-15	649
VLP3-23	48.0	546.2	89.7	0.76	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	572	6.2	554	4.9	554	26.58	3	0	554
VLP3-24	34.5	288.0	64.5	1.01	0.0	0.11	0.0	0.07	0.0	711	8.0	649	5.7	855	26.98	9	-32	649
VLP3-25	11.3	114.8	21.1	0.74	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	562	7.8	563	5.1	541	33.21	0	4	563
VLP3-26	27.2	542.3	50.9	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	311	4.0	301	2.7	303	29.79	3	-1	301
VLP3-27	58.6	113.9	109.5	6.75	0.1	0.40	0.0	0.13	0.0	2080	14.1	2152	17.0	2061	21.11	-3	4	2152
VLP3-28	11.4	103.1	21.3	0.76	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	572	8.3	583	5.3	528	34.04	-2	10	583
VLP3-29	36.6	459.5	68.5	0.62	0.0	0.07	0.0	0.06	0.0	487	5.8	465	4.2	487	28.28	5	-5	465
VLP3-30	10.2	208.0	19.0	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	314	5.1	305	2.8	367	36.64	3	-20	305
VLP3-31	12.7	195.4	23.8	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	311	5.0	305	2.8	303	36.16	2	0	305
VLP3-32	31.1	65.9	58.1	5.08	0.1	0.31	0.0	0.12	0.0	1833	15.6	1745	14.4	1921	22.83	5	-10	1745
VLP3-33	17.3	362.5	32.4	0.35	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	308	5.0	294	2.7	349	35.76	5	-19	294
VLP3-34	60.5	271.4	113.2	3.22	0.1	0.21	0.0	0.11	0.0	1461	13.2	1219	10.4	1756	23.25	17	-44	1219

VLP3-35	44.7	997.3	83.6	0.34	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	299	4.7	299	2.8	311	35.06	0	-4	299
VLP3-36	19.8	425.5	37.1	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	320	5.1	304	2.8	319	35.04	5	-5	304
VLP3-37	18.6	133.9	34.9	0.82	0.0	0.10	0.0	0.06	0.0	608	11.6	619	5.9	588	42.17	-2	5	619
VLP3-38	18.2	412.7	34.0	0.33	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	290	5.1	278	2.6	309	38.93	4	-11	278
VLP3-39	16.4	289.1	30.7	0.35	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	306	5.5	285	2.7	390	39.06	7	-37	285
VLP3-40	13.8	289.2	25.8	0.33	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	288	5.2	282	2.7	244	40.57	2	13	282
VLP3-41	13.0	169.2	24.3	0.59	0.0	0.07	0.0	0.06	0.0	472	7.8	453	4.2	561	36.10	4	-24	453
VLP3-42	22.4	468.6	41.9	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	312	4.8	304	2.8	295	33.33	3	3	304
VLP3-43	34.5	761.8	64.6	0.34	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	299	4.6	306	2.8	273	33.37	-2	11	306
VLP3-44	46.9	512.8	87.6	0.77	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	579	7.8	552	5.0	582	30.18	5	-5	552
VLP3-45	12.3	213.0	23.0	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	315	5.3	315	3.0	337	36.35	0	-7	315
VLP3-46	23.8	368.8	44.5	0.54	0.0	0.07	0.0	0.06	0.0	440	7.4	427	4.0	442	36.33	3	-4	427
VLP3-47	13.5	290.3	25.3	0.34	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	294	5.9	285	2.8	340	43.54	3	-19	285
VLP3-48	20.9	433.8	39.1	0.44	0.0	0.05	0.0	0.06	0.0	367	5.5	316	2.9	700	30.37	14	-122	316
VLP3-49	17.4	344.9	32.6	0.38	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	326	5.2	315	3.0	341	33.69	3	-8	315
VLP3-50	39.5	79.2	74.0	11.88	0.3	0.43	0.0	0.20	0.0	2595	20.2	2286	18.6	2809	21.92	12	-23	2286
VLP3-51	20.0	323.7	37.4	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	314	5.6	296	2.8	379	37.92	6	-28	296
VLP3-52	0.0	0.0	0.0	10.33	5.3	0.00	0.0	1.15	0.6	2465	471.1	6	2.7	5435	585.19	100	86170	6
VLP3-53	18.5	413.6	34.6	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	311	8.0	295	3.1	318	55.51	5	-8	295
VLP3-55	8.6	179.3	16.2	0.37	0.0	0.05	0.0	0.06	0.0	319	6.2	301	2.9	471	40.41	6	-56	301
VLP3-57	15.9	158.9	29.7	0.83	0.0	0.10	0.0	0.06	0.0	614	9.5	614	5.7	609	33.30	0	1	614
VLP3-58	14.2	343.1	26.5	0.34	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	299	5.4	287	2.7	350	36.66	4	-22	287
VLP3-59	13.6	74.9	25.4	1.65	0.0	0.17	0.0	0.07	0.0	989	15.2	1002	9.2	959	34.04	-1	4	1002
VLP3-60	20.3	396.9	38.0	0.35	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	307	5.3	300	2.9	301	35.27	2	-1	300
VLP3-61	14.6	340.4	27.3	0.34	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	294	5.2	288	2.8	276	36.10	2	4	288
VLP3-62	16.7	153.9	31.1	0.77	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	578	9.4	578	5.4	533	35.14	0	8	578
VLP3-63	36.4	424.1	68.0	0.80	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	599	7.2	580	5.4	642	28.40	3	-11	580
VLP3-64	3.4	30.2	6.3	1.19	0.1	0.09	0.0	0.09	0.0	796	27.6	579	7.6	1399	67.94	27	-142	579
VLP3-65	58.6	456.3	109.5	1.16	0.0	0.12	0.0	0.07	0.0	780	8.8	748	6.9	827	27.17	4	-11	748
VLP3-66	37.4	63.6	70.0	12.82	0.2	0.52	0.0	0.18	0.0	2667	17.0	2678	21.2	2631	19.63	0	2	2678
VLP3-67	15.9	348.6	29.7	0.35	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	303	4.8	292	2.8	319	35.99	4	-9	292
VLP3-68	43.0	473.5	80.4	0.67	0.0	0.08	0.0	0.06	0.0	521	5.8	486	4.5	571	26.55	7	-17	486
VLP3-69	18.7	388.7	35.0	0.38	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	326	4.2	300	2.8	405	29.15	8	-35	300
VLP3-70	10.1	195.9	18.9	0.39	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	334	5.6	321	3.1	373	38.22	4	-16	321
VLP3-71	23.1	512.0	43.1	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	310	4.0	296	2.8	344	28.83	5	-16	296
VLP3-72	25.0	226.7	46.7	1.00	0.0	0.09	0.0	0.07	0.0	706	11.9	575	5.7	1064	36.00	18	-85	575
VLP3-73	22.6	460.3	42.3	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	323	4.4	300	2.8	349	30.79	7	-16	300
VLP3-74	22.7	339.0	42.4	0.57	0.0	0.07	0.0	0.06	0.0	455	5.9	435	4.1	422	29.83	4	3	435
VLP3-75	20.2	179.9	37.7	0.88	0.0	0.10	0.0	0.06	0.0	642	7.7	631	5.8	589	28.65	2	7	631
VLP3-76	13.5	226.6	25.3	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	319	4.8	308	2.9	319	34.10	3	-4	308
VLP3-77	15.6	324.5	29.2	0.38	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	324	5.0	302	2.9	357	34.42	7	-18	302
VLP3-78	21.3	426.2	39.8	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	314	4.4	303	2.9	319	31.70	4	-5	303
VLP3-79	19.0	413.9	35.5	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	316	4.4	297	2.8	306	31.26	6	-3	297
VLP3-81	16.8	172.9	31.4	0.75	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	567	9.5	555	5.4	586	37.69	2	-5	555
VLP3-82	22.3	514.5	41.7	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	316	4.3	297	2.8	322	30.06	6	-8	297
VLP3-83	7.4	147.9	13.9	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	322	5.6	309	3.0	265	39.36	4	14	309
VLP3-84	8.2	154.5	15.3	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	313	5.4	304	3.0	290	39.12	3	5	304
VLP3-85	23.4	424.0	43.8	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	315	4.5	295	2.8	292	31.45	6	1	295
VLP3-86	23.4	212.2	43.8	0.85	0.0	0.10	0.0	0.06	0.0	627	7.8	611	5.6	640	28.86	2	-5	611
VLP3-87	12.7	236.1	23.8	0.38	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	326	5.3	320	3.1	286	36.09	2	11	320
VLP3-88	12.5	272.1	23.4	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	318	4.9	306	2.9	273	34.23	4	11	306
VLP3-89	8.9	81.4	16.7	0.87	0.0	0.10	0.0	0.06	0.0	634	9.8	608	5.8	657	34.81	4	-8	608
VLP3-90	22.4	212.7	41.9	0.98	0.0	0.10	0.0	0.07	0.0	696	12.2	639	6.2	835	37.91	8	-31	639
VLP3-91	24.8	629.3	46.4	0.34	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	295	4.7	277	2.7	336	33.89	6	-21	277
VLP3-92	18.3	206.7	34.3	0.64	0.0	0.08	0.0	0.06	0.0	504	13.6	501	5.4	473	59.63	1	6	501
VLP3-93	8.5	93.2	15.9	0.68	0.0	0.09	0.0	0.05	0.0	527	18.6	527	6.2	283	80.14	0	46	527
VLP3-94	17.3	162.6	32.4	0.76	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	573	13.6	555	5.8	543	51.82	3	2	555
VLP3-95	20.9	486.1	39.2	0.35	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	303	5.0	271	2.6	360	35.16	10	-33	271
VLP3-96	15.6	138.9	29.2	0.73	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	559	10.8	533	5.3	596	42.19	5	-12	533
VLP3-97	17.6	203.7	32.9	0.97	0.0	0.08	0.0	0.08	0.0	689	9.3	500	4.7	1290	27.84	27	-158	500
VLP3-98	55.5	137.4	103.7	6.01	0.1	0.35	0.0	0.11	0.0	1978	16.0	1956	16.3	1874	23.42	1	4	1956

VLP3-99	6.2	111.9	11.5	0.33	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	290	9.7	291	3.3	237	75.50	-1	19	291
VLP3-100	29.5	616.2	55.1	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	317	5.1	315	3.0	286	33.85	1	9	315
VLP3-101	125.8	488.6	235.2	4.58	0.1	0.27	0.0	0.11	0.0	1745	14.2	1530	13.1	1849	23.20	12	-21	1530
VLP3-102	9.6	208.0	17.9	0.34	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	294	6.2	277	2.8	265	45.85	6	5	277
VLP3-103	10.4	193.2	19.5	0.35	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	306	6.2	294	2.9	281	44.10	4	4	294
VLP3-104	8.5	94.0	15.9	0.71	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	545	9.5	534	5.1	459	38.75	2	14	534
VLP3-105	20.6	385.6	38.6	0.35	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	304	5.1	283	2.7	272	34.99	7	4	283
VLP3-106	12.0	281.7	22.4	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	310	5.9	284	2.8	406	39.51	8	-43	284
VLP3-107	22.7	217.7	42.4	0.80	0.0	0.10	0.0	0.06	0.0	598	9.5	586	5.5	538	35.14	2	8	586
VLP3-108	14.0	107.7	26.2	1.09	0.0	0.12	0.0	0.06	0.0	748	11.1	715	6.7	709	32.90	4	1	715
VLP3-109	15.2	125.1	28.5	1.11	0.0	0.12	0.0	0.06	0.0	760	12.6	719	6.8	757	36.16	5	-5	719
VLP3-110	4.0	44.2	7.5	0.62	0.0	0.08	0.0	0.06	0.0	489	17.1	498	5.9	478	77.49	-2	4	498
VLP3-111	12.7	125.6	23.8	0.78	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	584	12.1	529	5.3	681	43.87	9	-29	529
VLP3-112	10.5	87.1	19.6	1.20	0.0	0.10	0.0	0.09	0.0	802	13.6	607	5.9	1336	34.03	24	-120	607
VLP3-113	167.9	552.2	314.0	5.72	0.1	0.31	0.0	0.12	0.0	1935	16.6	1744	14.8	1948	24.61	10	-12	1744
VLP3-114	3.2	67.8	6.0	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	310	8.2	297	3.1	279	58.53	4	6	297
VLP3-115	11.9	260.0	22.2	0.36	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	313	6.6	298	3.0	267	44.27	5	10	298
VLP3-116	11.8	73.6	22.1	1.64	0.1	0.15	0.0	0.07	0.0	986	21.1	925	9.3	939	45.09	6	-2	925
VLP3-117	9.3	196.7	17.4	0.38	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	326	6.9	314	3.1	310	44.03	4	1	314
VLP3-118	20.8	446.9	38.8	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	316	6.1	286	2.8	346	38.56	10	-21	286
VLP3-119	17.9	450.2	33.4	0.32	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	281	7.3	268	2.8	133	56.39	5	51	268
VLP3-120	4.0	76.1	7.5	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	319	9.0	295	3.2	334	60.40	7	-13	295
VLP3-121	26.6	249.4	49.8	0.80	0.0	0.09	0.0	0.06	0.0	597	10.9	577	5.5	511	38.64	3	11	577
VLP3-122	10.1	225.5	18.9	0.35	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	308	6.2	296	2.9	225	40.85	4	24	296
VLP3-123	7.9	171.3	14.7	0.36	0.0	0.04	0.0	0.05	0.0	311	7.9	282	2.9	372	52.36	9	-32	282
VLP3-124	8.8	184.3	16.4	0.37	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	320	7.2	293	2.9	333	45.26	8	-14	293

Références bibliographiques

Abbassene, F. (2016). Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré-et post-collisionnelle de la marge algérienne: secteur de la Petite Kabylie (Doctoral dissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).

Abati, J., Gerdes, A., Fernández Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M. J., & Díez Fernández, R. (2010). Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *Bulletin*, 122(1-2), 219-235.

Alcalá-García, F. J., López-Galindo, A., Rodríguez-Rodríguez, M., & Benavente, J. (2001). Mineralogía y geoquímica de los sedimentos de algunas lagunas del N de la provincia de Málaga (S de España). *Estudios Geológicos*, 57(3-4), 93-98.

Alcalá-García, F. J., López-Galindo, A., & Martín-Martín, M. (2002). El paleoceno de la alta cadena (subbetico interno, Cordillera Bética) implicaciones en la evolución geodinámica del paleomargen sud-iberico. *Estudios Geológicos*, 58(3-4), 75-85.

Alcalá, F. J., Guerrero, F., Martín-Martín, M., Raffaelli, G., & Serrano, F. (2013). Geodynamic implications derived from Numidian-like distal turbidites deposited along the Internal–External Domain Boundary of the Betic Cordillera (S Spain). *Terra Nova*, 25(2), 119-129

Altumi, M. M., Elicki, O., Linnemann, U., Hofmann, M., Sagawe, A., & Gärtner, A. (2013). U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages from the Cambrian of Al Qarqaf Arch, central-western Libya: Provenance of the West Gondwanan sand sea at the dawn of the early Palaeozoic. *Journal of African Earth Sciences*, 79, 74-97.

Anczkiewicz, R., Platt, J. P., Thirlwall, M. F., & Wakabayashi, J. (2004). Franciscan subduction off to a slow start: evidence from high-precision Lu–Hf garnet ages on high grade-blocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2), 147-161.

Andersen, T. (2005). Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216(3-4), 249-270.

Andersen, T., Kristoffersen, M., & Elburg, M. A. (2016). How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A South African case study. *Gondwana Research*, 34, 129-148.

Andriessen, P. A. M., & Zeck, H. P. (1996). Fission-track constraints on timing of Alpine nappe emplacement and rates of cooling and exhumation, Torrox area, Betic Cordilleras, S. Spain. *Chemical Geology*, 131(1-4), 199-206.

Andrieux, J., & Mattauer, M. (1962). TECTONIQUE-LA NAPPE DU JEBEL CHOUAMAT, NOUVELLE NAPPE ULTRA DU RIF SEPTENTRIONAL (MAROC). *COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES*, 255(19), 2481.

Andrieux, J., Fontbote, J. M., & Mattauer, M. (1971). Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(2), 191-198.

Arboit, F., Collins, A. S., Morley, C. K., King, R., & Amrouch, K. (2016). Detrital zircon analysis of the southwest Indochina terrane, central Thailand: Unravelling the Indosinian orogeny. *Bulletin*, 128(5-6), 1024-1043.

Augier, R. (2005). Evolution tardi-orogénique des cordillères Bétiques (Espagne): apports d'une étude intégrée, 400.

Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., & Booth-Rea, G. (2005a). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 357-381.

- Augier, R., Jolivet, L., & Robin, C. (2005b). Late Orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics*, 24(4).
- Avigad, D., Sandler, A., Kolodner, K., Stern, R. J., McWilliams, M., Miller, N., & Beyth, M. (2005). Mass-production of Cambro–Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3-4), 818-826.
- Avigad, D., Gerdes, A., Morag, N., & Bechstädt, T. (2012). Coupled U–Pb–Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa. *Gondwana Research*, 21(2-3), 690-703.
- Asebriy, L. (1994). Evolution tectonique et métamorphique du Rif central (Maroc): Définition du domaine subrifain. Unpubl. Doct. ès-Sci. Thesis, 283.
- Azañón, J. M., & Crespo-Blanc, A. (2000). Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19(3), 549-565.
- Azdimousa, A., Bourgois, J., Asebriy, L., Poupeau, G., & Montigny, R. (2003). Histoire thermique et surrection du Rif externe et des nappes de flyschs associées (Nord Maroc). *Travaux de l'Institut Scientifique, Rabat*, 21, 15-26.
- Balanyá, J. C., & García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304(15), 929-932.
- Balanyá, J. C., Crespo-Blanc, A., Estera, M., Lujan, M., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., & Vera, J. A. (2004). Cordillera Bética y Baleares. 4.3 Complejo del Campo de Gibraltar. *Geología de Espana. SGE-IGME, Madrid*, 389-395.
- Balanyá, J. C., Crespo-Blanc, A., Díaz Azpiroz, M., Expósito, I., & Luján, M. (2007). Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, 26(2).
- Balanyá, J. C., Blanc, A. C., Azpiroz, M. D., Expósito, I., Torcal, F., Peña, V. P., & Rea, G. B. (2012). Arc-parallel vs back-arc extension in the Western Gibraltar arc: Is the Gibraltar forearc still active?. *Geologica Acta*, 10(3), 249-263.
- Baldwin, S. L., & Lister, G. S. (1998). Thermochronology of the South Cyclades Shear Zone, Ios, Greece: Effects of ductile shear in the argon partial retention zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B4), 7315-7336.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., & Hurford, T. (2003). Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198(1-2), 107-137.
- Barbarand, J., Quesnel, F., & Pagel, M. (2013). Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces. *Tectonophysics*, 608, 1310-1327.
- Barbera, G., Critelli, S., & Mazzoleni, P. (2011). Petrology and geochemistry of cretaceous sedimentary rocks of the Monte Soro unit (Sicily, Italy): constraints on weathering, diagenesis, and provenance. *The Journal of Geology*, 119(1), 51-68.
- Beauvais, A., & Chardon, D. (2013). Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(5), 1590-1608.

- Belayouni, H., Guerrera, F., Martín-Martín, M., & Serrano, F. (2013). Paleogeographic and geodynamic Miocene evolution of the Tunisian Tell (Numidian and Post-Numidian successions): bearing with the Maghrebian chain. *International Journal of Earth Sciences*, 102(3), 831-855.
- Beltrando, M., Compagnoni, R., & Lombardo, B. (2010). (Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective. *Gondwana Research*, 18(1), 147-166.
- Berástegui, X., Banks, C. J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D., & Fernández, M. (1998). Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1), 49-68.
- Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dávila, J. M., & Gallart, J. (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett*, 368, 51-60.
- Biardeau, V., Bouillin, J. P., Gery, B., & Tefiani, M. (1983). Sur la structure et l'origine paleogeographique des unites meridionales de la Dorsale calcaire kabyle dans le Djurdjura (Grande Kabylie, Algerie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3), 437-440.
- Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Funck, T., Benabdellouahed, M., Schnabel, M., ... & Austin, J. A. (2017). Opening of the central Atlantic Ocean: Implications for geometric rifting and asymmetric initial seafloor spreading after continental breakup. *Tectonics*, 36(6), 1129-1150.
- Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central-und Südwest-Andalusien. *Eclogae Geol. Helv*, 20(4), 487-592.
- Blumenthal, M. M. (1933). Das Paläozoikum von Malaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien. *Geologische Rundschau*, 24(3-4), 170-187.
- Bodinier, J. L., Guiraud, M., Fabries, J., Dostal, J., & Dupuy, C. (1987). Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinede and Prades ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(2), 279-290.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Goffé, B., Vidal, O., & Martínez-Martínez, J. M. (2002). High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride units of southeastern Betics (Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 334(11), 857-865.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Martínez-Martínez, J. M., Vidal, O., & García-Dueñas, V. (2005). Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24(2).
- Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Martínez-Martínez, J. M., & Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J. M., & Giaconia, F. (2015). Continental subduction, intracrustal shortening, and coeval upper-crustal extension: PT evolution of subducted south Iberian paleomargin metapelites (Betics, SE Spain). *Tectonophysics*, 663, 122-139.
- Bouillin, J. P., Durand-Delga, M., Gelard, J. P., Leikine, M., Raoult, J. F., Raymond, D., ... & Vila, J. M. (1970). Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 270, 2249-2252.
- Bouillin, J. P. (1986). Le " bassin maghrebien "; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4), 547-558.
- Boukhalfa, K., Ismail-Lattrache, K. B., Riahi, S., Soussi, M., & Khomsi, S. (2009). Analyse biostratigraphique et sédimentologique des séries éo-oligocènes et miocènes de la Tunisie septentrionale: implications stratigraphiques et géodynamiques. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(1), 49-62.

- Bourgeois, J., & Chauve, P. (1971). Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, (2), 13, 463-488.
- Bourgeois, J., Chauve, P., & Didon, J. (1974). La formation d'argiles a blocs dans la province de Cadix, Cordilleras Bétiques, Espagne. *Reun Annu Sci Terre*, 2, 79.
- Bourgeois, J. (1977). D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar: "L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur". *Bull. Soc. Géol. Fr*, 19, 1115-1119.
- Bourgeois, J. (1978). La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne): données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar.
- Braid, J. A., Murphy, J. B., Quesada, C., & Mortensen, J. (2011). Tectonic escape of a crustal fragment during the closure of the Rheic Ocean: U–Pb detrital zircon data from the Late Palaeozoic Pulo do Lobo and South Portuguese zones, southern Iberia. *Journal of the Geological Society*, 168(2), 383-392.
- Braga, J. C., Martín, J. M., & Quesada, C. (2003). Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50(1-3), 3-26.
- Briais, A., Patriat, P., & Tapponnier, P. (1993). Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4), 6299-6328.
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., & Munsch, M. (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience*, 4(8), 549.
- Brown, R. W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F., & Fitzgerald, P. (2013). Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 122, 478-497.
- Bruguier, O., Bosch, D., Caby, R., Vitale-Brovarone, A., Fernandez, L., Hammor, D., ... & Mechat, M. (2017). Age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean: Insight from rutile and minute zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst (Edough Massif, NE Algeria). *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 215-225.
- Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., & Sobolev, S. V. (2014). Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature Communications*, 5, 4014.
- Burtner, R. L., Nigrini, A., & Donelick, R. A. (1994). Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. *AAPG bulletin*, 78(10), 1613-1636.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., & Jabour, N. (2000). Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 10871-10898.
- Capella, W., Barhoun, N., Flecker, R., Hilgen, F. J., Kouwenhoven, T., Matenco, L. C., ... & Krijgsman, W. (2018). Palaeogeographic evolution of the late Miocene Rifian Corridor (Morocco): reconstructions from surface and subsurface data. *Earth-Science Reviews*.
- Carlson, W. D., Donelick, R. A., & Ketchum, R. A. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American mineralogist*, 84(9), 1213-1223.
- Carracedo, M., Paquette, J. L., Olazabal, A. A., Zalduegui, J. S., De Madinabeitia, S. G., Tiepolo, M., & Ibaguchi, J. G. (2009). U–Pb dating of granodiorite and granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1609.
- Casciello, E., Fernández, M., Vergés, J., Cesarano, M., & Torne, M. (2015). The Alboran Domain in the Western Mediterranean evolution: the birth of a concept. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(4-5), 371-384.

- Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J., & Casas, J. M. (2008). U–Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: new insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 461(1-4), 228-239.
- Catalán, J. M., Arenas, R., García, F. D., Cuadra, P. G., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., ... & Clavijo, E. G. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In 4-D framework of continental crust (Vol. 200, pp. 403-423). Geological Society of America Memoir Boulder, Colorado.
- Chalouan, A., El Mrihi, A., El Kadiri, K., Bahmad, A., Salhi, F., & Hlila, R. (2006). Mauretanian flysch nappe in the northwestern Rif Cordillera (Morocco): deformation chronology and evidence for a complex nappe emplacement. *Geological Society, London, Special Publications*, 262(1), 161-175.
- Chardon, D., Grimaud, J. L., Rouby, D., Beauvais, A., & Christophoul, F. (2016). Stabilization of large drainage basins over geological time scales: Cenozoic West Africa, hot spot swell growth, and the Niger River. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(3), 1164-1181
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J. Y., & de Saint Blanquat, M. (2012). Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de la Société géologique de France*, 183(5), 443-459.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., ... & de St Blanquat, M. (2015). High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth*, 6, 643-668.
- Cochelin, B. (2016). Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées (Doctoral dissertation, Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)).
- Comas, M. C., García-Dueñas, V., & Jurado, M. J. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12(2-3), 157-164.
- Comas, M. C., Zahn, R., & Klaus, A. (1996). Site 976. *Proceeding Ocean Drilling Pro-gram: Initial Reports*, 161, 1023.
- Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I., & Watts, A. B. (1999). 44. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results (Vol. 161, pp. 555-580)*.
- Copley, A., Avouac, J. P., & Royer, J. Y. (2010). India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B3).
- Crespo-Blanc, A., & Campos, J. (2001). Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23(10), 1615-1630.
- Crespo-Blanc, A., & de Lamotte, D. F. (2006). Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebic paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bulletin de la Société géologique de France*, 177(5), 267-282.
- Crespo-Blanc, A., Balanyá, J. C., Expósito, I., Luján, M., & Díaz-Azpiroz, M. (2007). Acreción Miocena del Dominio Suribérico y del Complejo de Flyschs (Arco de Gibraltar): una revisión a partir de las propuestas de V. García-Dueñas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20(3-4), 135-152.
- Crespo-Blanc, A., Comas, M., & Balanyá, J. C. (2016). Clues for a Tortonian reconstruction of the Gibraltar Arc: Structural pattern, deformation diachronism and block rotations. *Tectonophysics*, 683, 308-324.

- Critelli, S., Arribas, J., Le Pera, E., Tortosa, A., Marsaglia, K. M., & Latter, K. K. (2003). The recycled orogenic sand provenance from an uplifted thrust belt, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 73(1), 72-81.
- Crowley, K. D., Cameron, M., & Schaefer, R. L. (1991). Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(5), 1449-1465.
- Damon, P. E., & Kulp, J. L. (1957). Argon in mica and the age of the Beryl Mount, New Hampshire, pegmatite. *American Journal of Science*, 255(10), 697-704.
- 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, 15596.
- de Capoa, P., Di Staso, A., Perrone, V., & Zaghloul, M. N. (2007). The age of the foredeep sedimentation in the Betic–Rifian Mauretanian units: a major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geoscience*, 339(2), 161-170.
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), 105-123.
- de Galdeano, C. S., Serrano, F., Garrido, A. C. L., & Pérez, J. A. M. (1993). Palaeogeography of the late Aquitanian-early Burdigalian basin in the western Betic internal zone. *Geobios*, 26(1), 43-55.
- de Galdeano, C. S., & Garrido, Á. C. L. (2016). The nevado-filabride complex in the western part of Sierra de los Filabres (Betic Internal Zone), structure and lithologic succession. *Boletín geológico y minero*, 127(4), 823-836.
- De Jong, S. M. (1992). The analysis of spectroscopical data to map soil types and soil crusts of Mediterranean eroded soils. *Soil technology*, 5(3), 199-211.
- De Jong, K. (1993). The tectono-metamorphic and chronologic development of the Betic Zone (SE Spain) with implications for the geodynamic evolution of the western Mediterranean area. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 96, 295-333.
- de Lis Mancilla, F., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J. V., Morales, J., Azañón, J. M., ... & Giaconia, F. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663, 225-237.
- Del Olmo Sanz, A., Macía de Pablo, J. G., Aldaya Valverde, F., Campos Fernández, J., Chacón Montero, J., García Rosell, V., ... & Torres-Roldán, R. (1984). Sheet Cortes de la Frontera, 1064. Geological map scale, 1, 50000.
- Dercourt, J. E. A., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Pechersky, D. H. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dercourt, J. E. A., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Pechersky, D. H. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- De Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I. M., Luais, B., Guillot, S., ... & Mascle, G. (2000). Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28(6), 487-490.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 265-283.
- Dèzes, P., Schmid, S. M., & Ziegler, P. A. (2004). Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2), 1-33.
- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12), 2164-2182.

- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., ... & Ryberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer, Dordrecht.
- Didon, J. (1960). Le Flysch gaditan au nord et au nord-est d'Algesiras (prov. de Cadix, Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 352-361.
- Didon, J. (1969). Etude géologique du Campo de Gibraltar:(Espagne meridionale) Vol 1 & 2 (Doctoral dissertation, A la Faculte Des Sciences de l'Universite de Paris).
- Didon, J., Durand-Delga, M., & Kornprobst, J. (1973). Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bulletin de la Societé géologique de France*, 7(2), 77-105.
- Didon, J., Durand-Delga, M., Esteras, M., Feinberg, H., Magné, J., & Suter, G. (1984). La Formation des Grès Numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et des marnes burdygaliennes. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(3), 121-128.
- di Friedberg, P. S., Barbieri, F., & Giannini, G. (1960). La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale). *Tipografia del Senato*.
- Dinis, P. A., Dinis, J., Tassinari, C., Carter, A., Callapez, P., & Morais, M. (2016). Detrital zircon geochronology of the Cretaceous succession from the Iberian Atlantic Margin: palaeogeographic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 105(3), 727-745.
- Dinis, P. A., Fernandes, P., Jorge, R. C., Rodrigues, B., Chew, D. M., & Tassinari, C. G. (2018). The transition from Pangea amalgamation to fragmentation: Constraints from detrital zircon geochronology on West Iberia paleogeography and sediment sources. *Sedimentary Geology*, 375, 172-187.
- D'lemos, R. S., Inglis, J. D., & Samson, S. D. (2006). A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozoic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. *Precambrian Research*, 147(1-2), 65-78.
- Docherty, C., & Banda, E. (1995). Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?. *Tectonics*, 14(4), 804-818.
- Do Couto, D., Popescu, S. M., Suc, J. P., Melinte-Dobrinescu, M. C., Barhoun, N., Gorini, C., ... & Auxietre, J. L. (2014). Lago Mare and the Messinian salinity crisis: evidence from the Alboran Sea (S. Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 52, 57-76.
- Do Couto, D., Gorini, C., Jolivet, L., Lebret, N., Augier, R., Gumiaux, C., ... & Auxietre, J. L. (2016). Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25 Myrs. *Tectonophysics*, 677, 280-311.
- Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259-274.
- Dogliani, C., Fernandez, M., Gueguen, E., & Sabat, F. (1999). On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *BOLLETTINO-SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA*, 118, 75-90.
- Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B., & Ketcham, R. A. (2005). Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 49-94.
- Douady, C. J., Catzeflis, F., Raman, J., Springer, M. S., & Stanhope, M. J. (2003). The Sahara as a vicariant agent, and the role of Miocene climatic events, in the diversification of the mammalian

- order Macroscelidea (elephant shrews). *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100(14), 8325-8330.
- Duchêne, S., Lardeaux, J. M., & Albarède, F. (1997). Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280(1-2), 125-140.
- Duddy, I. R., Green, P. F., & Laslett, G. M. (1988). Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 73(1), 25-38.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., & Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1), 91-108.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., & Garbe-Schönberg, D. (2005). Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, 46(6), 1155-1201.
- Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., ... & Oates, N. (2008). Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(5), 577.
- Duggen, S., Hoernle, K. A., Hauff, F., Kluegel, A., Bouabdellah, M., & Thirlwall, M. F. (2009). Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean. *Geology*, 37(3), 283-286.
- Durand-Delga, M., & Mattauer, M. (1960). Sur l'origine ultrarifaine de certaines nappes du Rif septentrional. *CK Somm. Soc. Geol. France*, 22.
- Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marçais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., Suter, G., 1962. Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du Profr. P. Fallot. *Mémoire hors-série Société Géologique Fr.* 1, 399–422
- Durand-Delga, M. (1965). Le problème de la position structurale du flysch albo-aptien dans le Nord du Rif: la nappe de Melloussa-Chouamat (Maroc). *CR Soc. géol. France*, 1965, 58-59.
- Durand Delga, M., & Foucault, A. (1967). La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(5), 723-728.
- Durand-Delga, M. (1972). La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Birkhäuser*.
- Durand-Delga, M., & Fontbote, J. M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Publ. 26e Congr. géol. intern. Paris, colloque C 5. Thème C-5-2 Les chaînes péri-méditerranéennes*, 71–101. Paris.
- Durand-Delga, M., Feinberg, H., Magné, J., Olivier, P., & Anglada, R. (1993). Les formations oligo-miocènes discordantes sur les Malaguides et les Alpujarrides et leurs implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et de la Méditerranée d'Alboran. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 317(5), 679-687.
- Durand-Delga, M., Gardin, S., & Olivier, P. (1999). Datation des flyschs éocénés maurétaniens des Maghrébides: la formation du Jbel Tisirène (Rif, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 328(10), 701-709.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., & Puglisi, D. (2000). Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(1), 29-38.

- Eichhorn, R., Loth, G., Höll, R., Finger, F., Schermaier, A., & Kennedy, A. (2000). Multistage Variscan magmatism in the central Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(4), 418-435.
- El Kadiri, K., Linares, A., & Oloriz, F. (1989). La Dorsale calcaire interne entre les Accidents de l'Oued Martil et de l'Oued Laou (Rif septentrional, Maroc): évolutions stratigraphique et géodynamique au cours du Jurassique-Crétacé. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 75, 39-65.
- El Mahersii, C. (1992). Dynamique de dépôt du flysch numidien de Tunisie (oligo-miocène) (Doctoral dissertation).
- El Talibi, H., Zaghloul, M. N., Perri, F., Aboumaria, K., Rossi, A., & El Moussaoui, S. (2014). Sedimentary evolution of the siliciclastic Aptian–Albian Massylian flysch of the Chouamat Nappe (central Rif, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 100, 554-568.
- English, K. L., Redfern, J., Bertotti, G., English, J. M., & Yahia Cherif, R. (2017). Intraplate uplift: new constraints on the Hoggar dome from the Illizi basin (Algeria). *Basin Research*, 29(3), 377-393.
- Essaifi, A., Potrel, A., Capdevila, R., & Lagarde, J. L. (2003). Datation U–Pb: âge de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales (chaîne Varisque, Maroc). Implications géodynamiques. *Comptes Rendus Géoscience*, 335(2), 193-203.
- Esteban, J. J., Sánchez-Rodríguez, L., Seward, D., Cuevas, J., & Tubía, J. M. (2004). The late thermal history of the Ronda area, southern Spain. *Tectonophysics*, 389(1-2), 81-92.
- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Gil-Ibarguchi, J. I., & Seward, D. (2005). Metamorfismo, exhumación y termocronología de la unidad de Yunquera (Alpujarrides occidentales, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18(1-2), 63-76.
- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Sergeev, S., & Larionov, A. (2011a). A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geological Magazine*, 148(1), 183-187.
- Esteban, J. J., Tubía, J. M., Cuevas, J., Vegas, N., Sergeev, S., & Larionov, A. (2011b). Peri-Gondwanan provenance of pre-Triassic metamorphic sequences in the western Alpujarride nappes (Betic Cordillera, southern Spain). *Gondwana Research*, 20(2-3), 443-449.
- Esteban, J. J., Tubía, J. M., Cuevas, J., Seward, D., Larionov, A., Sergeev, S., & Navarro-Vilá, F. (2013). Insights into extensional events in the Betic Cordilleras, southern Spain: New fission-track and U–Pb SHRIMP analyses. *Tectonophysics*, 603, 179-188.
- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Gutiérrez-Alonso, G., Larionov, A., Sergeev, S., & Hofmann, M. (2017). U–Pb detrital zircon ages from the Paleozoic Marbella Conglomerate of the Malaguide Complex (Betic Cordilleras, Spain). Implications on Paleotethyan evolution. *Lithos*, 290, 34-47.
- Esteras, M., Feinberg, H., & Durand-Delga, M. (1995). Nouveaux éléments sur l'âge des grès numidiens de la nappe de l'Aljibe (Sud-Ouest de l'Andalousie, Espagne). *Actas del IV Coloquio Internacional sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*, Sevilla, SECEG, Madrid, 2, 205-215.
- Etheve, N., de Lamotte, D. F., Mohn, G., Martos, R., Roca, E., & Blanpied, C. (2016). Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting. *Tectonophysics*, 682, 35-55.
- Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37(2), 636-662.
- Fabre, J. (2005). Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren: Musée royal de l'Afrique centr..

- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., & Lucente, P. (2001a). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1-2), 105-116.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., ... & Piromallo, C. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Fallot, P., Fallot, P., Fallot, P., Géologue, F., Fallot, P., & Geologist, F. (1937). *Essai sur la géologie du Rif septentrional*. Protectorat de la République française au Maroc Direction générale des travaux publics Service des mines et de la carte géologique.
- Fallot, P. (1945). *Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor (Vol. 5)*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto de Investigaciones Geológicas" Lucas Mallada,".
- Fallot, P. (1948). *Les cordillères bétiques*. Imprenta Elzeviriana.
- Farley, K. A. (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2903-2914.
- Feinberg, H., & Olivier, P. (1983). Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zone prédorsalienne bético-rifaine et ses conséquences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie IIa, Sciences de la Terre et des Planètes*, 296, 473-476.
- Feinberg, H., Maate, A., Bouhdadi, S., Durand-Delga, M., Maate, M., Magné, J., & Olivier, P. (1990). Signification des dépôts de l'oligocène supérieur-miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 310(11), 1487-1495.
- Fernández-Fernández, E. M., Jabaloy-Sánchez, A., Nieto, F., & González-Lodeiro, F. (2007). Structure of the Maláguide Complex near Vélez Rubio (Eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonics*, 26(4).
- Fernández, R. D., Catalán, J. R. M., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R., & Fernández-Suárez, J. (2010). U–Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18(2-3), 385-399.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Pastor-Galán, D., Hofmann, M., Murphy, J. B., & Linnemann, U. (2014). The Ediacaran–Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: Possible sources and paleogeographic constraints. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1335-1357.
- Ficheur, L. E. (1890). *Description géologique de la Kabylie du Djurjura: étude spéciale des terrains tertiaires*. imprimerie de Fontana.
- Fildes, C., Stow, D., Riahi, S., Soussi, M., Patel, U., Milton, J. A., & Marsh, S. (2010). European provenance of the Numidian Flysch in northern Tunisia. *Terra Nova*, 22(2), 94-102.
- Filleaudeau, P. Y. (2011). *Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène: apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique* (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Fichtner, A., & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean—Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 52-62.
- Fillon, C., Gautheron, C., & van der Beek, P. (2013). Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society*, 170(1), 67-77.

- Fitzgerald, P. G., Stump, E., & Redfield, T. F. (1993). Late Cenozoic uplift of Denali and its relation to relative plate motion and fault morphology. *Science*, 259(5094), 497-499.
- Fitzgerald, P. G., Muñoz, J. A., Coney, P. J., & Baldwin, S. L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 157-170.
- Flinch, J. F., Bally, A. W., & Wu, S. (1996). Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24(1), 67-70.
- Flinch, J. F., & Soto, J. I. (2017). Allochthonous Triassic and Salt Tectonic Processes in the Betic-Rif Orogenic Arc. In *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins* (pp. 417-446).
- Flowers, R. M., Shuster, D. L., Wernicke, B. P., & Farley, K. A. (2007). Radiation damage control on apatite (U-Th)/He dates from the Grand Canyon region, Colorado Plateau. *Geology*, 35(5), 447-450.
- Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 73(8), 2347-2365.
- Folk, R. L. (1968). Bimodal supermature sandstones: product of the desert floor. In *Proceedings of the 23rd International Geological Congress* (Vol. 8, pp. 9-32).
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company.
- Fontbote, J. M. (1970). Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 71-78.
- Foucault, A. (1962). L'unité du Rio Guardal (prov. de Grenade, Espagne) et les liaisons entre prebetique et subbetique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3), 446-452.
- Frasca, G., Gueydan, F., & Brun, J. P. (2015). Structural record of Lower Miocene westward motion of the Alboran Domain in the Western Betics, Spain. *Tectonophysics*, 657, 1-20.
- Frasca, G. (2015). Tectonics of the western Betics: from mantle extensional exhumation to westward thrusting, 217.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., ... & Michard, A. (2009). Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics*, 475(1), 9-28.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J. C., Blanpied, C., & Ringenbach, J. C. (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30(3).
- Gaggero, L., Gretter, N., Langone, A., & Ronchi, A. (2017). U-Pb geochronology and geochemistry of late Palaeozoic volcanism in Sardinia (southern Variscides). *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1263-1284.
- Galbraith, R. F. (1981). On statistical models for fission track counts. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 13(6), 471-478.
- Galbraith, R. F., & Laslett, G. M. (1988). Some calculations relevant to thermal annealing of fission tracks in apatite. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 419(1857), 305-321.
- Galbraith, R. F., & Green, P. F. (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), 197-206.

- Galbraith, R. F., Laslett, G. M., Green, P. F., & Duddy, I. R. (1990). Apatite fission track analysis: geological thermal history analysis based on a three-dimensional random process of linear radiation damage. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 332(1627), 419-438.
- Galbraith, R. F., & Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear tracks and radiation measurements*, 21(4), 459-470.
- Galindo, A. L., & Martín-Algarra, A. (1990). Composición mineralógica de las arcillas del cretácico medio de los flyschs de ubrique y del corredor del boyar (complejo del campo de gibraltar): implicaciones paleogeográficas. *Rev. Soc. Geo. España*, 3, 1-2.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., & Stephenson, J. (2009). Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology*, 26(4), 525-535.
- Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modelling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).
- Ganerød, M., Chew, D. M., Smethurst, M. A., Troll, V. R., Corfu, F., Meade, F., & Prestvik, T. (2011). Geochronology of the Tardree Rhyolite Complex, Northern Ireland: Implications for zircon fission track studies, the North Atlantic Igneous Province and the age of the Fish Canyon sanidine standard. *Chemical Geology*, 286(3-4), 222-228.
- García-Castellanos, D., & Villaseñor, A. (2011). Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, 480(7377), 359.
- García de Domingo, A., González Lastra, J., Hernaíz Huerta, P. P., Zazo, C., & Goy Goy, J. L. (1990). Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 1073 (Vejer de la Frontera).
- García-Deñás, V. (1967). Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Notas Comun Inst Geol Min España*, 101, 73-100.
- García-Deñás, V., Balanyá, J. C., & Martínez-Martínez, J. M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12(2-3), 88-95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., & Vera, J. A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera.
- García-Ramos, J. C., Mángano, M. G., Piñuela, L., Buatois, L. A., & Rodríguez-Tovar, F. J. (2014). The ichnogenus *Tubotomaculum*: an enigmatic pellet-filled structure from Upper Cretaceous to Miocene deep-marine deposits of southern Spain. *The Ichnogenus Tubotomaculum. Journal of Paleontology*, 88(6), 1189-1198.
- Garrido, C. J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Precigout, J., Hidas, K., Padrón-Navarta, J. A., & Marchesi, C. (2011). Garnet kyanite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: Vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. *Geology*, 39(10), 927-930.
- Gärtner, A., Villeneuve, M., Linnemann, U., El Archi, A., & Bellon, H. (2013). An exotic terrane of Laurussian affinity in the Mauritanides and Souttoufides (Moroccan Sahara). *Gondwana Research*, 24(2), 687-699.
- Garzanti, E., Baud, A., & Mascle, G. (1987). Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). *Geodinamica Acta*, 1(4-5), 297-312.
- Garzanti, E. (2017). The Maturity Myth In Sedimentology and Provenance Analysis. *GARZANTI THE MATURITY MYTH IN SEDIMENTARY PETROLOGY. Journal of Sedimentary Research*, 87(4), 353-365.
- Gaudette, H. E., Hurley, P. M., & Lajmi, T. (1975, September). Source area of the Numidian flysch of Tunisia as suggested by detrital zircon ages. In *Abstracts with Programs, Geological Society of America* (Vol. 7, pp. 1083-1084).

- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, 266(3-4), 157-170.
- Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2010). A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chemical Geology*, 273(3-4), 212-224.
- Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., ... & Douville, E. (2013). Direct dating of thick-and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U–Th)/He and fission track thermochronometry. *Basin Research*, 25(4), 419-435.
- Gavala, J. (1924). Mapa geológico de la provincia de Cádiz. Instituto Geológico y Minero.
- Geel, T. (1995). Oligocene history of to early Miocene tectono-sedimentary the Alicante region (SE Spain): implications for Western Mediterranean evolution. *Basin Research*, 7(4), 313-336.
- Geel, T., & Roep, T. B. (1998). Oligocene to middle Miocene basin development in the eastern Betic Cordilleras, SE Spain (Vélez Rubio Corridor–Espuña): reflections of West Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Basin Research*, 10(3), 325-343.
- Gehrels, G. (2012). Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances*, 45-62.
- Gelabert, B., Sàbat, F., & Rodríguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14(2), 93-100.
- Gélard, J. P. (1979). Géologie du nord-est de la Grande Kabylie: un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin: cartographie, stratigraphie et tectonique, évolution paléogéographique et structurale au cours de l'orogénèse alpine (Vol. 5). Institut des sciences de la terre.
- Gerin, C., Gautheron, C., Oliviero, E., Bachelet, C., Djimbi, D. M., Seydoux-Guillaume, A. M., ... & Garrido, F. (2017). Influence of vacancy damage on He diffusion in apatite, investigated at atomic to mineralogical scales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 197, 87-103.
- Giacomini, F., Bomparola, R. M., Ghezzi, C., & Gulbransen, H. (2006). The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1), 19.
- Gigliuto, L. G., & Puglisi, D. (2002). EARLY CRETACEOUS TURBIDITIC SEDIMENTATION ALONG THE BETICæ MAGHREBIAN CHAIN: DETRITAL MODES OF THE SANDSTONES, PROVENANCE AND PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS.
- Gleadow, A. J. W., Hurford, A. J., & Quaife, R. D. (1976). Fission track dating of zircon: improved etching techniques. *Earth and Planetary Science Letters*, 33(2), 273-276.
- Gleadow, A. J. W., & Lovering, J. F. (1977). Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection*, 1(2), 99-106.
- Gleadow, A. J. (1981). Fission-track dating methods: what are the real alternatives?. *Nuclear Tracks*, 5(1-2), 3-14.
- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F., & Lovering, J. F. (1986). Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 405-415.
- Golonka, J., & Gawęda, A. (2012). Plate tectonic evolution of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic. In *Tectonics-Recent Advances*. InTech.
- Goffe, B., Michard, A., Garcia-Duenas, V., Gonzalez-Lodeiro, F., Monie, P., Campos, J., ... & Simancas, J. F. (1989). First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 139-142.
- Gomez de la Pena, L., Ranero, C. R., & Gràcia, E. (2018). The crustal domains of the Alboran Basin (western Mediterranean). *Tectonics*, 37(10), 3352-3377.

- Gómez-Pugnaire, M. T., & Fernández-Soler, J. M. (1987). High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(2), 231-244.
- Gomez-Pugnaire, M. T., Galindo-Zaldívar, J., Rubatto, D., González-Lodeiro, F., Sánchez-Vizcaíno, V. L., & Jabaloy, A. (2004). A reinterpretation of the Nevado-Filábride and Alpujarride complexes (Betic Cordillera): field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (western Sierra Nevada, S Spain). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 303-322.
- Gómez-Pugnaire, M. T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J. M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., & Padrón-Navarta, J. A. (2012). Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos*, 146, 93-111.
- González Donoso, J. M., Linares, D., Martín Algarra, A., & Serrano, F. (1987). El complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos sobre su edad y significado geológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 82(1-4), 233-251.
- Gottis, C. (1953). Stratigraphie et tectonique du flysch numidien en Tunisie septentrionale. *COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES*, 236(10), 1059-1061.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., & Laslett, G. M. (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59, 237-253.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. W., & Lovering, J. F. (1989). Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 79(2), 155-182.
- Green, P. F., Crowhurst, P. V., Duddy, I. R., Japsen, P., & Holford, S. P. (2006). Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3-4), 407-427.
- Guardia, P. (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale: relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique (Doctoral dissertation).
- Gübeli, A. A., Hochuli, P. A., & Wildi, W. (1984). Lower Cretaceous turbiditic sediments from the Rif chain (Northern Morocco)—palynology, stratigraphy and palaeogeographic setting. *Geologische Rundschau*, 73(3), 1081-1114.
- Guerrera, F., Loiacono, F., Puglisi, D., & Moretti, E. (1992). The Numidian nappe in the Maghreb Chain; state of the art. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 111(2), 217-253.
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A., & Perrone, V. (1993). Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines. *Terra Nova*, 5(6), 525-544.
- Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V., & Tramontana, M. (2005). Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghreb Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 17(4), 358-367.
- Guerrera, F., Estévez, A., López-Arcos, M., Martín-Martín, M., Martín-Pérez, J. A., & Serrano, F. (2006). Paleogene tectono-sedimentary evolution of the Alicante Trough (External Betic Zone, SE Spain) and its bearing on the timing of the deformation of the South-Iberian Margin. *Geodinamica Acta*, 19(2), 87-101.
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A., & Martín-Martín, M. (2012). Tectono-sedimentary evolution of the 'Numidian Formation' and Lateral Facies (southern branch of the western Tethys): constraints for central-western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 24(1), 34-41.

- Guerrera, F., & Martín-Martín, M. (2014a). Geodynamic events reconstructed in the Betic, Maghrebian, and Apennine chains (central-western Tethys). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 185(5), 329-341.
- Guerrera, F., Mancheño, M. A., Martín, M. M., Raffaelli, G., Estrella, T. R., & Serrano, F. (2014b). Paleogene evolution of the External Betic Zone and geodynamic implications. *Geologica Acta*, 12(3), 171-192.
- Gueydan, F., Pitra, P., Afiri, A., Poujol, M., Essaifi, A., & Paquette, J. L. (2015). Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco. *Tectonics*, 34(6), 1244-1268.
- Guiraud, R. (1998). Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 132(1), 217-229.
- 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(1-3), 83-143.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Johnston, S. T., Linnemann, U., Hofmann, M., ... & Hernández, P. (2015). Significance of detrital zircons in Siluro-Devonian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, 172(3), 309-322.
- Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., & Bruguier, O. (2006). A two-stage exhumation of the Variscan crust: U–Pb LA-ICP-MS and Rb–Sr ages from Greater Kabylia, Maghrebides. *Terra Nova*, 18(5), 299-307.
- Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E., & Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121-158.
- Hanne, D., White, N., & Lonergan, L. (2003). Subsidence analyses from the Betic Cordillera, southeast Spain. *Basin Research*, 15(1), 1-21.
- Hatzfeld, D. (1978). Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebine (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).
- Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Hefferan, K., Soulimani, A., Samson, S. D., Admou, H., Inglis, J., Saquaque, A., ... & Heywood, N. (2014). A reconsideration of Pan African orogenic cycle in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 98, 34-46.
- Hendriks, B. W. H., & Redfield, T. F. (2005). Apatite fission track and (U-Th)/He data from Fennoscandia: An example of underestimation of fission track annealing in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 443-458.
- Herbig, H. G., & Stattegger, K. (1989). Late Palaeozoic heavy mineral and clast modes from the Betic Cordillera (southern Spain): transition from a passive to an active continental margin. *Sedimentary geology*, 63(1-2), 93-108.
- Hermes, J. J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas. España meridional). *Estudios Geológicos*, 41(3-4), 157-176.
- Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.
- Hlila, R., Chalouan, A., El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Martín Pérez, J. A., Serrano, F., ... & Guerra-Merchán, A. (2008). New stratigraphic data of the oligo-miocene transgressive cover of the Ghomaride units (Northern internal Rif, Morocco): Implications on tectonosedimentary evolution.

- Hoepfner, R., Hoppe, P., Mollat, H., Muchow, S., & Kockel, F. (1964). Über den westlichen Abschnitt der Betschen Kordillere und seine Beziehungen zum Gesamtorogen. *Geologische Rundschau*, 53(1), 269-296.
- Homonnay, E., Corsini, M., Lardeaux, J. M., Romagny, A., Münch, P., Bosch, D., & Ouazzani-Touhami, M. (2018). Miocene crustal extension following thrust tectonic in the Lower Sebtides units (internal Rif, Ceuta Peninsula, Spain): Implication for the geodynamic evolution of the Alboran domain. *Tectonophysics*, 722, 507-535.
- Hoyez, B. (1989). Le Numidien et les flyschs oligo-miocènes de la bordure sud de la Méditerranée occidentale (Doctoral dissertation).
- Hsu, S. K., Yeh, Y. C., Doo, W. B., & Tsai, C. H. (2004). New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications. *Marine Geophysical Researches*, 25(1-2), 29-44.
- Huisman, R., & Beaumont, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473(7345), 74.
- Hurford, A. J., & Green, P. F. (1983). The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 41, 285-317.
- Hurley, A. C. (1954). The electrostatic calculation of molecular energies-II. Approximate wave functions and the electrostatic method. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 226(1165), 179-192.
- Ikenne, M., Souhassou, M., Arai, S., & Soulaïmani, A. (2017). A historical overview of Moroccan magmatic events along northwest edge of the West African Craton. *Journal of African Earth Sciences*, 127, 3-15.
- Inglis, J. D., MacLean, J. S., Samson, S. D., D'Lemos, R. S., Admou, H., & Hefferan, K. (2004). A precise U–Pb zircon age for the Bleïda granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. *Journal of African Earth Sciences*, 39(3-5), 277-283.
- Iribarren, L., Vergés, J., & Fernandez, M. (2009). Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics*, 475(1), 68-84.
- Jabaloy-Sánchez, A., Talavera, C., Gómez-Pugnaire, M. T., López-Sánchez-Vizcaíno, V., Vázquez-Vílchez, M., Rodríguez-Peces, M. J., & Evans, N. J. (2018). U-Pb ages of detrital zircons from the Internal Betics: A key to deciphering paleogeographic provenance and tectono-stratigraphic evolution. *Lithos*, 318, 244-266.
- Jackson, M. P., & Hudec, M. R. (2017). *Salt tectonics: Principles and practice*. Cambridge University Press.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., & Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(4).
- Janowski, M. (2017). Dynamique et origine de la topographie tardi-orogénique du domaine Bétique (Espagne). *Univ Pierre et Marie Curie*, 201
- Janowski, M., Loget, N., Bellahsen, N., Husson, L., Le Pourhiet, L., & Meyer, B. (2017, April). Topography of the Betics: crustal thickening, dynamic topography and relief inheritance. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 19, p. 17623).
- Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J. C., & Díaz-Azpiroz, M. (2017). Strain partitioning and relief segmentation in arcuate fold-and-thrust belts: a case study from the western Betics. *Journal of Iberian Geology*, 43(3), 497-518.
- Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., Vergés, J., Afonso, J. C., Garcia-Castellanos, D., & Fullea, J. (2010). Lithospheric structure of the Gorringe Bank: Insights into its origin and tectonic evolution. *Tectonics*, 29(5).

- Johnson, C. (1997). Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: An example from southern Spain. *Geology*, 25(7), 623-626.
- Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095-1106.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6), 525-550.
- Jolivet, L., Faccenna, C., & Piromallo, C. (2009). From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1-2), 198-209.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., ... & Philippon, M. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597, 1-33.
- Karaoui, B., Breitzkreuz, C., Mahmoudi, A., Youbi, N., Hofmann, M., Gärtner, A., & Linnemann, U. (2015). U–Pb zircon ages from volcanic and sedimentary rocks of the Ediacaran Bas Draâ inlier (Anti-Atlas Morocco): chronostratigraphic and provenance implications. *Precambrian Research*, 263, 43-58.
- Ketcham, R. A. (2005). Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 275-314.
- Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92(5-6), 799-810.
- Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(24), 7779-7791.
- Kilian, C. (1931). Des principaux complexes continentaux du Sahara. *Comptes Rendus sommaire de la Société Géologique de France*, 9, 109-111.
- Kirchner, K. L., Behr, W. M., Loewy, S., & Stockli, D. F. (2016). Early Miocene subduction in the western Mediterranean: Constraints from Rb-Sr multimineral isochron geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(5), 1842-1860.
- Kirstein, L. A., Fellin, M. G., Willett, S. D., Carter, A., Chen, Y. G., Garver, J. I., & Lee, D. C. (2010). Pliocene onset of rapid exhumation in Taiwan during arc-continent collision: New insights from detrital thermochronometry. *Basin Research*, 22(3), 270-285.
- Kolodner, K., Avigad, D., McWilliams, M., Wooden, J. L., Weissbrod, T., & Feinstein, S. (2006). Provenance of north Gondwana Cambrian–Ordovician sandstone: U–Pb SHRIMP dating of detrital zircons from Israel and Jordan. *Geological Magazine*, 143(3), 367-391.
- Kolodner, K., Avigad, D., Ireland, T. R., & Garfunkel, Z. (2009). Origin of Lower Cretaceous ('Nubian') sandstones of North-east Africa and Arabia from detrital zircon U-Pb SHRIMP dating. *Sedimentology*, 56(7), 2010-2023.
- Koshnaw, R. I., Stockli, D. F., & Schlunegger, F. (2018). Timing of the Arabia-Eurasia continental collision—Evidence from detrital zircon U-Pb geochronology of the Red Bed Series strata of the northwest Zagros hinterland, Kurdistan region of Iraq. *Geology*, 47(1), 47-50.
- Kraml, M., Pik, R., Rahn, M., Carignan, J., & Keller, J. (2006). A potential single grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (UeTh)/He and FT age standard: the Limberg t3 tuff. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 30, 73-86.
- Kylander-Clark, A. R., Hacker, B. R., Johnson, C. M., Beard, B. L., Mahlen, N. J., & Lapen, T. J. (2007). Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high-and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway. *Chemical Geology*, 242(1-2), 137-154.

- Labails, 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(3-4), 355-368.
- Lacombe, O., & Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24(1).
- Lafuste, M. L. J., & Pavillon, M. J. (1976). Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 283, 1015-1018.
- Lagabrielle, Y., & Bodinier, J. L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20(1), 11-21.
- Lancelot, R. J., Reille, J. L., & Wezel, F. C. (1977). Etude morphologique et radiochronologique de zircons detritiques des flyschs " numidien " et " gresomicace " ; consequences paleogeographiques a l'échelle de la Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4), 773-780.
- Laslett, G. M., Green, P. F., Duddy, I. R., & Gleadow, A. J. W. (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 65(1), 1-13.
- Lang, J., Kogbe, C., Alidou, S., Alzouma, K. A., Bellion, G., Dubois, D., ... & Romann, E. (1990). The continental terminal in West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 10(1-2), 79-99.
- Lavier, L. L., & Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440(7082), 324.
- Lefranc, J. P., & Guiraud, R. (1990). The Continental Intercalaire of northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 10(1-2), 27-77.
- Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3661-3697.
- Leprêtre, R. (2015). Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest (Doctoral dissertation, Université Paris Sud-Paris XI).
- Leprêtre, R., de Lamotte, D. F., Combiér, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 189(2), 10.
- Lester, R., Van Avendonk, H. J., McIntosh, K., Lavier, L., Liu, C. S., Wang, T. K., & Wu, F. (2014). Rifting and magmatism in the northeastern South China Sea from wide-angle tomography and seismic reflection imaging. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 2305-2323.
- Li, B., & Massonne, H. J. (2018). Two Tertiary metamorphic events recognized in high-pressure metapelites of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, S Spain). *Journal of Metamorphic Geology*.
- Liegeois, J., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., & Bonin, B. (2005). The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 388, 379.
- Lin, A. T., Watts, A., & Hesselbo, S. P. (2003). Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Seamargin in the Taiwan region. *Basin Research*, 15(4), 453-478.
- Linnemann, U., McNaughton, N. J., Romer, R. L., Gehmlich, M., Drost, K., & Tonk, C. (2004). West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana?—U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, 93(5), 683-705.

- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., & Buschmann, B. (2007). The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 423, 61.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T. E., Drost, K., & Gerdes, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461(1-4), 21-43.
- Linnemann, U., Ouzegane, K., Drareni, A., Hofmann, M., Becker, S., Gärtner, A., & Sagawe, A. (2011). Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions—a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U-Pb–LA-ICP-MS detrital zircon ages. *Lithos*, 123(1-4), 188-203.
- Lisker, F., Ventura, B., & Glasmacher, U. A. (2009). Apatite thermochronology in modern geology. Geological Society, London, Special Publications, 324(1), 1-23.
- Liu, S., Zhao, M., Sibuet, J. C., Qiu, X., Wu, J., Zhang, J., ... & Sun, L. (2018). Geophysical constraints on the lithospheric structure in the northeastern South China Sea and its implications for the South China Sea geodynamics. *Tectonophysics*.
- Lonergan, L. (1993). Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain. *Tectonics*, 12(2), 460-476.
- Lonergan, L., & Mange-Rajetzky, M. A. (1994). Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 151(3), 515-529.
- Lonergan, L., & Johnson, C. (1998). Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain. *Basin Research*, 10(3), 353-364.
- Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.
- López-Galindo, A., & Martín-Algarra, A. (1992). Palaeogeography and clay mineralogy of mid-Cretaceous flysches in the Gibraltar Arc area. *Cretaceous Research*, 13(5-6), 421-443.
- Ludwig, K. R. (2003). User's manual for Isoplot, v. 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronological Center. Special Publication, (4)
- Luján, M., Crespo-Blanc, A., & Balanyá, J. C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, 25(6).
- Lustrino, M., Duggen, S., & Rosenberg, C. L. (2011). The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 1-40.
- Maaté, A., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., & Serra-Kiel, J. (2000). Nouvelles données sur le Paléocène-Éocène des zones internes bético-rifaines. *Geobios*, 33(4), 409-418.
- Macchiavelli, C., Vergés, J., Schettino, A., Fernández, M., Turco, E., Casciello, E., ... & Tunini, L. (2017). A new southern North Atlantic isochron map: Insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12), 9603-9626.
- Maldonado, A., & Ruiz-Ortiz, P. A. (1982). Modelos de sedimentación turbidítica antiguos y modernos: La Formación Cerrajón (Cretácico inferior, Cordilleras Béticas) y los abanicos submarinos del Mediterráneo noroccidental.
- Malinverno, A., & Ryan, W. B. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5(2), 227-245.

- Manatschal, G., Engström, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Müntener, O., & Bernoulli, D. (2006). What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: the example of the Tasma Ocean–Continent Transition. *Journal of Structural Geology*, 28(10), 1849-1869.
- Manatschal, G., & Müntener, O. (2009). A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, 473(1-2), 4-19.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Bosch, D., Bodinier, J. L., Hidas, K., Padron-Navarta, J. A., & Gervilla, F. (2012). A Late Oligocene suprasubduction setting in the westernmost Mediterranean revealed by intrusive pyroxenite dikes in the Ronda peridotite (southern Spain). *The Journal of Geology*, 120(2), 237-247.
- Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Univ. de Granada, 1171.
- Martín-Algarra, A., & Estévez, A. (1984). La Brèche de la Nava: dépôt continental de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des cordillères bétiques. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(8), 463-466.
- Martín-Algarra, A., Messina, A., Perrone, V., Russo, S., Maate, A., & Martín-Martín, M. (2000). A lost realm in the internal domains of the Betic-Rif orogen (Spain and Morocco): Evidence from conglomerates and consequences for alpine geodynamic evolution. *The Journal of Geology*, 108(4), 447-467.
- Martín-Algarra, A., Alonso-Chaves, F. M., Andreo, B., Azañón, J. M., Balanyá, J. C., Booth-Rea, G., ... & Galindo-Zaldívar, J. (2004). Zonas Internas Béticas. *Geología de España*, 395-437.
- Martín-Algarra, A., & Vera, J. A. (2004). La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. *Geología de España*, 352-354.
- Martín-Algarra, A., Mazzoli, S., Perrone, V., Rodríguez-Cañero, R., & Navas-Parejo, P. (2009). Variscan tectonics in the Malaguide Complex (Betic Cordillera, southern Spain): stratigraphic and structural Alpine versus pre-Alpine constraints from the Ardales area (Province of Malaga). I. Stratigraphy. *The Journal of geology*, 117(3), 241-262.
- Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J. A., Caus, E., & Robles, S. (2002). Cretaceous. *The geology of Spain*, 255-292.
- Martin-Chivelet, J., & Chacón, B. (2007). Event stratigraphy of the upper Cretaceous to lower Eocene hemipelagic sequences of the Prebetic Zone (SE Spain): record of the onset of tectonic convergence in a passive continental margin. *Sedimentary Geology*, 197(1-2), 141-163.
- Martínez, F. J., Dietsch, C., Aleinikoff, J., Cirés, J., Arboleya, M. L., Reche, J., & Gómez-Gras, D. (2016). Provenance, age, and tectonic evolution of Variscan flysch, southeastern France and northeastern Spain, based on zircon geochronology. *GSA Bulletin*, 128(5-6), 842-859.
- Martínez del Olmo, W. (1999). Diapirismo de sales triásicas: consecuencias estructurales y sedimentarias en el Prebético Oriental, (Cordillera Bética, SE de España). *Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo*, 175-187.
- Martínez-García, P., Soto, J. I., & Comas, M. (2011). Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters*, 31(1), 19-36.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J. I., Lonergan, L., & Watts, A. B. (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research*, 25(4), 361-387.

- Martínez-García, P., Comas, M., Lonergan, L., & Watts, A. B. (2017). From extension to shortening: Tectonic inversion distributed in time and space in the Alboran sea, western Mediterranean. *Tectonics*, 36(12), 2777-2805.
- Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I., & Balanyá, J. C. (2002). Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21(3).
- Martínez-Martínez, J. M., Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., & Gil-Crespo, P. P. (2010). Geological relationships and U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tourmaline geochronology of gneisses and tourmalinites from the Nevado-Filabride complex (western Sierra Nevada, Spain): tectonic implications. *Lithos*, 119(3-4), 238-250.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J. A., & Serra-Kiel, J. (1996). Timing of deformation in the Malaguide complex of the Sierra Espuña (SE Spain). Geodynamic evolution of the Internal Betic zone. *Geologie en Mijnbouw*, 75(4), 309-316.
- Martín Martín, M., Martín Algarra, A., & Serra Kiel, J. (1997). El terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4), 265-280.
- Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Caracuel, J. E., Estevez-Rubio, A., Algarra, A. M., & Sandoval, J. (2006). Tectonic framework and extensional pattern of the Maláguide Complex from Sierra Espuña (Internal Betic Zone) during Jurassic-Cretaceous: implications for the Westernmost Tethys geodynamic evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 95(5), 815-826.
- Martin-Rojas, I., Somma, R., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A., Perrone, V., & Zamparelli, V. (2009). Triassic continental rifting of Pangaea: direct evidence from the Alpujarride carbonates, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 166(3), 447-458.
- Martín-Serrano, Á. (1985). La estructura de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar, consecuencias tectónicas y paleográficas. *Boletín geológico y minero*, 96(2), 3-26.
- Marzoli, A., Davies, J. H., Youbi, N., Merle, R., Dal Corso, J., Dunkley, D. J., ... & McHone, G. (2017). Proterozoic to Mesozoic evolution of North-West Africa and Peri-Gondwana microplates: detrital zircon ages from Morocco and Canada. *Lithos*, 278, 229-239.
- Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Ghienne, J. F., & Lafont, F. (2011). The tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland. *Basin Research*, 23(6), 652-677.
- Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., & Unternehr, P. (2012). Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: The example of the Err detachment (central Alps, SE Switzerland). *Bulletin*, 124(9-10), 1535-1551.
- Mattauer, M. (1958). *Etude géologique de l'Ouarsenis oriental*.
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra nova*, 13(2), 122-128.
- Maurly, R. C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., ... & Louni-Hacini, A. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(3), 159-173.
- Mazzoli, S., & Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. In *Active Continental Margins—Present and Past* (pp. 464-468). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Mazzoli, S., & Algarra, A. M. (2011). Deformation partitioning during transpressional emplacement of a 'mantle extrusion wedge': the Ronda peridotites, western Betic Cordillera, Spain. *Journal of the Geological Society*, 168(2), 373-382.

- Mazzoli, S., Martín-Algarra, A., Reddy, S. M., Sánchez-Vizcaíno, V. L., Fedele, L., & Noviello, A. (2013). The evolution of the footwall to the Ronda subcontinental mantle peridotites: insights from the Nieves Unit (western Betic Cordillera). *Journal of the Geological Society*, 170(3), 385-402.
- McDowell, F. W., McIntosh, W. C., & Farley, K. A. (2005). A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology*, 214(3-4), 249-263.
- McIntosh, K., van Avendonk, H., Lavier, L., Lester, W. R., Eakin, D., Wu, F., ... & Lee, C. S. (2013). Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range of Taiwan. *Geology*, 41(8), 871-874.
- McKenzie, D. P., & Parker, R. L. (1967). The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216(5122), 1276.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), 25-32.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J. T., Maldonado, A., Diaz-del-Rio, V., & Fernández-Puga, M. C. (2004). Structure and evolution of the “Olistostrome” complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209(1-4), 173-198.
- Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L. M., Fernández-Puga, M. C., Vázquez, J. T., León, R., ... & Vegas, R. (2009). Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 261(1-4), 48-63.
- Meinhold, G., Morton, A. C., Fanning, C. M., Frei, D., Howard, J. P., Phillips, R. J., ... & Whitham, A. G. (2011). Evidence from detrital zircons for recycling of Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust recorded in Paleozoic and Mesozoic sandstones of southern Libya. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(1-2), 164-175.
- Mesalles, L., Mouthereau, F., Bernet, M., Chang, C. P., Tien-Shun Lin, A., Fillon, C., & Sengelen, X. (2014). From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan. *Geology*, 42(10), 907-910.
- Michard, A., Feinberg, H., El-Azzab, D., Bouybaouene, M., & Saddiqi, O. (1992). A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(3), 435-442.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173(1), 3-15.
- Michard, A., Negro, F., de Lamotte, D. F., & Saddiqi, O. (2007). Serpentinite slivers and metamorphism in the External Maghrebides: arguments for an intracontinental suture in the African paleomargin (Morocco, Algeria). *Rev. Soc. Geol. España*, 20(3–4), 173-185.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., & de Lamotte, D. F. (Eds.). (2008). *Continental evolution: The geology of Morocco: Structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction* (Vol. 116). Springer.
- Michard, A., Chalouan, A., Negro, F., & Saddiqi, O. (2015). Comment on “Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-Maghrebian passive margin: The Tanger-Ketama Unit (external Rif, northern Morocco)” by Vázquez et al., *Geologica Acta* 11 (2013), 277-293. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 13(1), 69-76.
- Michard, A., Mokhtari, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rossi, P., & Rjimat, E. C. (2014). New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides. *Bulletin de la Société géologique de France*, 185(5), 313-328.
- Micheletti, F., Fornelli, A., Piccarreta, G., Barbey, P., & Tiepolo, M. (2008). The basement of Calabria (southern Italy) within the context of the Southern European Variscides: LA-ICPMS and SIMS U–Pb zircon study. *Lithos*, 104(1-4), 1-11.

- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., & Saddiqi, O. (2006). Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3).
- Mohn, G., Manatschal, G., Müntener, O., Beltrando, M., & Masini, E. (2010). Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), 75-101.
- Mohn, G., Manatschal, G., Masini, E., & Müntener, O. (2011). Rift-related inheritance in orogens: a case study from the Austroalpine nappes in Central Alps (SE-Switzerland and N-Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 100(5), 937-961.
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., & Kuszniir, N. (2012). Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. *Tectonics*, 31(1).
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., & Hauptert, I. (2014). The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens. *Terra Nova*, 26(5), 347-353.
- Monie, P., Galindo-Zaldivar, J., Lodeiro, F. G., Goffe, B., & Jabaloy, A. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society*, 148(2), 289-297.
- Monié, P., Torres-Roldán, R. L., & García-Casco, A. (1994). Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238(1-4), 353-379.
- Monna, S., Argnani, A., Cimini, G. B., Frugoni, F., & Montuori, C. (2015). Constraints on the geodynamic evolution of the Africa–Iberia plate margin across the Gibraltar Strait from seismic tomography. *Geoscience Frontiers*, 6(1), 39-48.
- Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 1959-1982.
- Mouthereau, F., & Lacombe, O. (2006). Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1977-1993.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., & Meyer, B. (2006). The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modelling. *Geophysical Journal International*, 165(1), 336-356.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., & Vergés, J. (2012). Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532, 27-60.
- Mouthereau, F., Watts, A. B., & Burov, E. (2013). Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature geoscience*, 6(9), 785.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P. Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., ... & Masini, E. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33(12), 2283-2314.
- Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M., ... & Bower, D. J. (2016). Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 107-138.
- Murphy, J. B., Keppie, J. D., Nance, R. D., & Dostal, J. (2010). Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a North America perspective. *Gondwana Research*, 17(2-3), 482-499.
- Naeser, C. W. (1979). Fission-track dating and geologic annealing of fission tracks. In *Lectures in isotope geology* (pp. 154-169). Springer, Berlin, Heidelberg.

- Nance, R. D., & Murphy, J. B. (1994). Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology*, 22(7), 617-620.
- Negro, F., Agard, P., Goffé, B., & Saddiqi, O. (2007). Tectonic and metamorphic evolution of the Tamsamane units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic–Rif arc. *Journal of the Geological Society*, 164(4), 829-842.
- Negro, F., De Sigoyer, J., Goffé, B., Saddiqi, O., & Villa, I. M. (2008). Tectonic evolution of the Betic–Rif arc: New constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on white micas in the Tamsamane units (External Rif, northern Morocco). *Lithos*, 106(1-2), 93-109.
- Nie, J., Peng, W., Möller, A., Song, Y., Stockli, D. F., Stevens, T., ... & Gong, H. (2014). Provenance of the upper Miocene–Pliocene Red Clay deposits of the Chinese loess plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 407, 35-47.
- Nieto, J. M., Puga, E., & de Federico, A. D. (2000). 11. LATE VARISCAN PYROCLASTIC ROCKS FROM THE MULHACEN COMPLEX (BETIC CORDILLERA, SPAIN). *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*, 217.
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N. J., & Sauter, D. (2017). Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: implications for plate reconstructions. *Terra Nova*, 29(1), 20-28.
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N., & Sauter, D. (2018). Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*, 37(1), 89-118.
- O'Brien, P. J., Zotov, N., Law, R., Khan, M. A., & Jan, M. Q. (2001). Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*, 29(5), 435-438.
- O'Dogherty, L., Rodríguez-Cañero, R., Gursky, H. J., Martín-Algarra, A., & Caridroit, M. (2000). New data on Lower Carboniferous stratigraphy and palaeogeography of the Malaguide Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(8), 533-541.
- Ogniben, L. (1960). Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, 64(65), 183-212.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J. M. (1982). Cinématique des plaques et paléogéographie; une revue. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5-6), 875-892.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J. M. (1984). Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Rapp. Sci. Tech. CNEXO*, 54.
- Olivet, J. L. (1996). Kinematics of the Iberian plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 20(1), 131-195.
- Olivier Ph, Cantagrel JM, Kornprobst J. 1979. Problèmes posés par la découverte de blocs de granite dans un conglomérat tertiaire, couverture de l'unité ghomaride d'Akaïli (Rif interne, Maroc). *CR Acad Sci Paris* 288: 299–302
- Olivier, P., & Mouterde, R. (1979). Découverte d'Ammonites du Lias inférieur et moyendans la zone predorsalienne de la région de Jebha (Rif, Maroc) et ses conséquences. *Geobios*, 12(4), 615-621.
- Olivier, P. (1984). Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar(Maroc-Espagne) (Doctoral dissertation).
- Olivier, P., Durand-Delga, M., Manivit, H., Feinberg, H., & Peybernes, B. (1996). Le substratum jurassique des flyschs mauretaniens de l'ouest des Maghrebides; l'unité de Ouareg (région de Targuist, Rif, Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 167(5), 609-616.

- Olivier, P., & Paquette, J. L. (2018). Early Permian age of granite pebbles from an Eocene or Oligocene conglomerate of the Internal Rif belt (Alboran domain, Morocco): hypothesis on their origin. *Âge Permien inférieur de galets de granite provenant d'un conglomérat éocène ou oligocène du Rif interne (Domaine d'Alboran, Maroc): hypothèses sur leur origine. Bulletin de la Société Géologique de France*, 189(3).
- Okay, A. I., Zattin, M., & Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38(1), 35-38.
- Orejana, D., Martínez, E. M., Villaseca, C., & Andersen, T. (2015). Ediacaran–Cambrian paleogeography and geodynamic setting of the Central Iberian Zone: constraints from coupled U–Pb–Hf isotopes of detrital zircons. *Precambrian Research*, 261, 234-251.
- Ortiz, P. A. R. (1980). Analisis de facies del mesozoico de las unidades intermedias (entre Castril provincia de Granada y jaen) (Doctoral dissertation, Universidad de Granada).
- Ortí, F., Pérez-López, A., & Salvany, J. M. (2017). Triassic evaporites of Iberia: sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution during the Middle Triassic–Earliest Jurassic. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 471, 157-180.
- Ortiz, P. A. R. (1980). Analisis de facies del mesozoico de las unidades intermedias (entre Castril provincia de Granada y jaen) (Doctoral dissertation, Universidad de Granada).
- Ortiz, P. A. R., de Gea, G. A., & Castro, J. M. (2006). Timing of canyon-fed turbidite deposition in a rifted basin: the Early Cretaceous turbidite complex of the Cerrajón Formation (Subbetic, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 192(3-4), 141-166.
- O'Sullivan, P. B., & Parrish, R. R. (1995). The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia. *Earth and Planetary Science Letters*, 132(1-4), 213-224.
- Oukemeni, D. (1993). Géochimie, géochronologie (U-Pb) du pluton d'Aouli et comparaisons géochimiques avec d'autres granitoïdes hercyniens du Maroc par analyse discriminante. Université du Québec à Chicoutimi.
- Pagel, M., Barbarand, J., Beaufort, D., Gautheron, C., & Pironon, J. (2014). Bassins sédimentaires-les marqueurs de leur histoire thermique (p. 228). SGF.
- Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., Villaseñor, A., Carbonell, R., & Harnafi, M. (2014). Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(1), 140-160.
- Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J., & Harnafi, M. (2017). Lithospheric structure of Iberia and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(5), 1824-1840.
- Parize, O., Beaudoin, B., BUROLLET, P. F., Cojan, I., & Fries, G. (1986). La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale (Sicile et Tunisie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 303(18), 1671-1674.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Murphy, J. B., & Nieto, F. (2013). Tectonic evolution of NW Iberia during the Paleozoic inferred from the geochemical record of detrital rocks in the Cantabrian Zone. *Lithos*, 182, 211-228.
- Patriat, P., & Achache, J. (1984). India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311(5987), 615-621.
- Paquette, J. L., Ménot, R. P., Pin, C., & Orsini, J. B. (2003). Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, 198(1-2), 1-20.

- Pendón, J. G., & Polo, M. D. (1975). " Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las areniscas del Aljibe (Unidad del Aljibe). Campo de Gibraltar. *Acta geológica hispánica*, 10(4), 146-149.
- Pendón, J. G. (1978). Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar: tesis doctoral. Universidad.
- Pereira, M. F., Solá, A. R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A., & Silva, J. B. (2012a). North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22(3-4), 866-881.
- Pereira, M. F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá, A. R., Medina, J., & Silva, J. B. (2012b). The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 192, 166-189.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Johnston, S. T., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J. B., Linnemann, U., ... & Drost, K. (2012c). The missing Rheic Ocean magmatic arcs: provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22(3-4), 882-891.
- Pereira, M. F., Gama, C., Chichorro, M., Silva, J. B., Gutiérrez-Alonso, G., Hofmann, M., ... & Gärtner, A. (2016). Evidence for multi-cycle sedimentation and provenance constraints from detrital zircon U–Pb ages: Triassic strata of the Lusitanian basin (western Iberia). *Tectonophysics*, 681, 318-331.
- Pérez-Cáceres, I., Poyatos, D. M., Simancas, J. F., & Azor, A. (2017). Testing the Avalonian affinity of the South Portuguese Zone and the Neoproterozoic evolution of SW Iberia through detrital zircon populations. *Gondwana Research*, 42, 177-192.
- Pérez-López, A., & Pérez-Valera, F. (2007). Palaeogeography, facies and nomenclature of the Triassic units in the different domains of the Betic Cordillera (S Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3-4), 606-626.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A., & Pérez-Valera, L. A. (2017). An evaporite-bearing accretionary complex in the northern front of the Betic-Rif orogen. *Tectonics*, 36(6), 1006-1036.
- Péron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1581-1597.
- Perri, F., Critelli, S., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., Perrone, V., Mongelli, G., & Zattin, M. (2013). Triassic redbeds in the Malaguide Complex (Betic Cordillera—Spain): petrography, geochemistry and geodynamic implications. *Earth-Science Reviews*, 117, 1-28.
- Persano, C., Stuart, F. M., Bishop, P., & Barfod, D. N. (2002). Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(1-2), 79-90.
- Petit, C., Le Pourhiet, L., Scalabrino, B., Corsini, M., Bonnin, M., & Romagny, A. (2015). Crustal structure and gravity anomalies beneath the Rif, northern Morocco: implications for the current tectonics of the Alboran region. *Geophysical Journal International*, 202(1), 640-652.
- Peucat, J. J., Mahdjoub, Y., & Drareni, A. (1996). UPb and RbSr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylia metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). *Tectonophysics*, 258(1-4), 195-213.
- Peucat, J. J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., & Vidal, P. (2003). U–Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 37(3-4), 229-239.

- 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(3-4), 309-352.
- Peyre, Y. (1974). *Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères bétiques-Espagne): Description de la region d'Antequera et de ses contrees voisines (provinces de Malaga, Seville, Cordove et Grenade)*. I. Institut National Agronomique Paris-Grignon.
- Phillips, D., & Matchan, E. L. (2013). Ultra-high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for Fish Canyon Tuff and Alder Creek Rhyolite sanidine: New dating standards required?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 121, 229-239.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., & Vetterling, W. T. (1992). Kolmogorov-Smirnov Test. *Numerical recipes in FORTRAN: the art of scientific computing*, 617-620.
- Price, P. B., & Walker, R. M. (1962). Chemical etching of charged-particle tracks in solids. *Journal of applied physics*, 33(12), 3407-3412.
- Phillips, D., & Matchan, E. L. (2013). Ultra-high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for Fish Canyon Tuff and Alder Creek Rhyolite sanidine: New dating standards required?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 121, 229-239.
- Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17(6), 540-543.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S., & Rimi, A. (2003a). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22(3).
- Platt, J. P., Argles, T. W., Carter, A., Kelley, S. P., Whitehouse, M. J., & Lonergan, L. (2003b). Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P–T–time array. *Journal of the Geological Society*, 160(5), 655-676.
- Platt, J. P., Whitehouse, M. J., Kelley, S. P., Carter, A., & Hollick, L. (2003c). Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31(3), 251-254.
- Platt, J. P., Kelley, S. P., Carter, A., & Orozco, M. (2005). Timing of tectonic events in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society*, 162(3), 451-462.
- Platt, J. P., Anczkiewicz, R., Soto, J. I., Kelley, S. P., & Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34(11), 981-984.
- Platt, J. P., Behr, W. M., Johannesen, K., & Williams, J. R. (2013). The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 313-357.
- Pratt, J. R., Barbeau Jr, D. L., Garver, J. I., Emran, A., & Izykowski, T. M. (2015). Detrital zircon geochronology of Mesozoic sediments in the Rif and Middle Atlas Belts of Morocco: Provenance constraints and refinement of the West African signature. *The Journal of Geology*, 123(2), 177-200.
- Précigout, J., Gueydan, F., Garrido, C. J., Cogné, N., & Booth-Rea, G. (2013). Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). *Tectonics*, 32(4), 1011-1025.
- Puga, E. (1971). *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental*. Universidad. Facultad de Ciencias. Secretariado de Publicaciones.
- Puga, E., De Federico, A. D., & Nieto, J. M. (2002). Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta*, 15(1), 23-43.

- Puga, E., Fanning, M., de Federico, A. D., Nieto, J. M., Beccaluva, L., Bianchini, G., & Puga, M. A. D. (2011). Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos*, 124(3-4), 255-272.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Fanning, M., Nieto, J. M., Rodríguez Martínez-Conde, J. Á., Díaz Puga, M. Á., ... & Beccaluva, L. (2017). The Betic ophiolites and the mesozoic evolution of the western Tethys. *Geosciences*, 7(2), 31.
- Puglisi, D. (1981). Studio geologico-petrografico del Flysch di Monte Soro nei Peloritani occidentali (Sicilia). *Mineral. Petrogr. Acta*, 25, 103-115.
- Puglisi, D., & Coccioni, R. (1987). The Los Nogales Flysch (Cretaceous, Betic Cordillera): compositional study and comparison with the Monte Soro Flysch of the Sicilian Maghrebian Chain. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 38, 577-591.
- Puglisi, D., Zaghoul, M. N., & Maate, A. (2001). Evidence of sedimentary supply from plutonic sources in the Oligocene-Miocene flyschs of the Rifian Chain (Morocco); provenance and paleogeographic implications. *Bollettino della Società geologica italiana*, 120(1), 55-68.
- Puglisi, D. (2009). Early Cretaceous flysch from Betic-Maghrebian and Europe Alpine chains (Gibraltar Strait to the Balkans): comparison and palaeotectonic implications. *Geologica Balcanica*, 38(1-3), 15-22.
- Puglisi, D. (2014). Tectonic evolution of the Sicilian Maghrebian Chain inferred from stratigraphic and petrographic evidences of Lower Cretaceous and Oligocene flysch. *Geologica Carpathica*, 65(4), 293-305.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A., & Vergés, J. (1992). Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. In *Thrust tectonics* (pp. 247-254). Springer, Dordrecht.
- Pujalte, V., Robador, A., Payros, A., & Samsó, J. M. (2016). A siliciclastic braid delta within a lower Paleogene carbonate platform (Ordesa-Monte Perdido National Park, southern Pyrenees, Spain): record of the Paleocene–Eocene thermal maximum perturbation. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 459, 453-470.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., & Muñoz, J. A. (2016). Extension and inversion structures in the Tethys–Atlantic linkage zone, Algarve Basin, Portugal. *International Journal of Earth Sciences*, 105(5), 1663-1679.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., & Muñoz, J. A. (2017a). Neogene to recent contraction and basin inversion along the Nubia-Iberia boundary in SW Iberia. *Tectonics*, 36(2), 257-286.
- Ramos, A., Fernández, O., Torné, M., de La Muela, A. S., Muñoz, J. A., Terrinha, P., ... & Salas, M. C. (2017b). Crustal structure of the SW Iberian passive margin: The westernmost remnant of the Ligurian Tethys?. *Tectonophysics*, 705, 42-62.
- Raoult, J. F., Renard, M., & Melieres, F. (1982). Le flysch mauretarien de Guerrouch; cadre structural, donnees sedimentologiques et geochemiques (Petite Kabylie, Algerie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3), 611-626.
- Rat, J., Mouthereau, F., Brichau, S., Crémades, A., Bernet, M., Balvay, M., ... & Gautheron, C. (2019). Tectono-thermal evolution of the cameros basin: implications for tectonics of north-iberia. *Tectonics*.
- Recanati, A., Gautheron, C., Barbarand, J., Missenard, Y., Pinna-Jamme, R., Tassan-Got, L., ... & Gallagher, K. (2017). Helium trapping in apatite damage: Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies. *Chemical Geology*, 470, 116-131.
- Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., ... & Pinna-Jamme, R. A. (2018). Tortonian onset for the Algerian margin inversion: evidence from low temperature thermochronology. *Terra Nova*.
- Renard, M., Lagabrielle, Y., & Martin, E. (2015). *Éléments de géologie* (pp. 1152-p). Dunod.

- Reston, T. J. (2009). The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. *Tectonophysics*, 468(1-4), 6-27.
- Rittner, M., Vermeesch, P., Carter, A., Bird, A., Stevens, T., Garzanti, E., ... & Lu, H. (2016). The provenance of Taklamakan desert sand. *Earth and Planetary Science Letters*, 437, 127-137.
- Robardet, M. (2003). The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195(1-2), 125-148.
- Roca, E., Sans, M., & Koyi, H. A. (2006). Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain). *AAPG bulletin*, 90(1), 115-136.
- Rodríguez-Cañero, R., & Martín-Algarra, A. (2014). Frasnian–Famennian crisis in the Malaguide Complex (Betic Cordillera, Spain). *Terra Nova*, 26(1), 38-54.
- Rodríguez-Cañero, R., Jabaloy-Sánchez, A., Navas-Parejo, P., & Martín-Algarra, A. (2017). Linking Palaeozoic palaeogeography of the Betic Cordillera to the Variscan Iberian Massif: new insight through the first conodonts of the Nevado-Filábride Complex. *International Journal of Earth Sciences*, 1-16.
- Rodríguez Fernández, J. (1982). El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas.
- Rodríguez-López, J. P., De Boer, P. L., Meléndez, N., Soria, A. R., & Pardo, G. (2006). Windblown desert sands in coeval shallow marine deposits: a key for the recognition of coastal ergs in the mid-Cretaceous Iberian Basin, Spain. *Terra Nova*, 18(5), 314-320.
- Romagny, A., Munch, P., Jolivet, M., & Corsini, M. (2014, October). Lower Sebtides Neogene exhumation and uplift in Ceuta and Cabo Negro areas (Internal Rif, Northern Morocco): insights from medium-and low-temperature thermochronology. In 24 ème Réunion des sciences de la Terre 2014 (pp. 182-183).
- Rosas, F. M., Marques, F. O., Balleve, M., & Tassinari, C. (2008). Geodynamic evolution of the SW Variscides: Orogenic collapse shown by new tectonometamorphic and isotopic data from western Ossa-Morena Zone, SW Iberia. *Tectonics*, 27(6).
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130.
- Rosenbaum, G., & Lister, G. S. (2004). Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(1).
- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouene, M. L., Dini, A., Gerdes, A., ... & Cozzupoli, D. (2010). Timing and modes of granite magmatism in the core of the Alboran Domain, Rif chain, northern Morocco: implications for the Alpine evolution of the western Mediterranean. *Tectonics*, 29(2).
- Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C. M., & Deloule, É. (2006). Variscan to eo-Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif Central and Corsica, France. *Lithos*, 87(3-4), 235-260.
- Rougier, S., Missenard, Y., Gautheron, C., Barbarand, J., Zeyen, H., Pinna, R., ... & de Lamotte, D. F. (2013). Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara Desert, Africa). *Geology*, 41(5), 615-618.
- Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12(3), 629-638.
- Royden, L., & Faccenna, C. (2018). Subduction orogeny and the Late Cenozoic evolution of the Mediterranean arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 46, 261-289.

- Rubatto, D., Gebauer, D., & Fanning, M. (1998). Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(3), 269-287.
- Rubinat, M., Roca, E., Escalas, M., Queralt, P., Ferrer, O., & Ledo, J. J. (2013). The influence of basement structure on the evolution of the Bicorn-Quesa Diapir (eastern Betics, Iberian Peninsula): contractive thin-skinned deformation above a pre-existing extensional basement fault. *International Journal of Earth Sciences*, 102(1), 25-41.
- Ruiz-Ortiz, P. A. 1980. Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril -prov. Granada- y Jaén). PhD Thesis, Dpt. Estratigrafía, Universidad de Granada, 272 pp. (Universidad de Granada, Granada).
- Ruiz-Ortiz, P. A., de Gea, G. A., & Castro, J. M. (2006). Timing of canyon-fed turbidite deposition in a rifted basin: the Early Cretaceous turbidite complex of the Cerrajón Formation (Subbetic, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 192(3-4), 141-166.
- Rutherford, E. (1905). V. Bakerian Lecture.—The succession of changes radioactive bodies. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 204(372-386), 169-219.
- Rutherford, E. (1906). *Radioactive transformations*. Yale University Press.
- Saddiqi, O., El Haimer, F. Z., Michard, A., Barbarand, J., Ruiz, G. M. H., Mansour, E. M., ... & De Lamotte, D.F. (2009). Apatite fission-track analyses on basement granites from south-western Meseta, Morocco: Paleogeographic implications and interpretation of AFT age discrepancies. *Tectonophysics*, 475(1), 29-37.
- Sami, R., Soussi, M., Kamel, B., Kmar, B. I. L., Stow, D., Sami, K., & Mourad, B. (2010). Stratigraphy, sedimentology and structure of the Numidian Flysch thrust belt in northern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 57(1-2), 109-126.
- Sánchez-Navas, A., García-Casco, A., & Martín-Algarra, A. (2014). Pre-Alpine discordant granitic dikes in the metamorphic core of the Betic Cordillera: tectonic implications. *Terra Nova*, 26(6), 477-486.
- Sánchez-Navas, A., García-Casco, A., Mazzoli, S., & Martín-Algarra, A. (2017). Polymetamorphism in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, South Spain. *The Journal of Geology*, 125(6), 637-657.
- Sánchez Rodríguez, L. (1998). Pre-Alpine and Alpine evolution of the Ronda Ultramafic Complex and its country-rocks (Betic chain, southern Spain): U-Pb SHRIMP zircon and fission-track dating (Doctoral dissertation, ETH Zurich).
- Sánchez-Rodríguez, L., & Gebauer, D. (2000). Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by Early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U–Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon. *Tectonophysics*, 316(1-2), 19-44.
- Sánchez-Vizcaíno, V. L., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M. T., Trommsdorff, V., & Müntener, O. (2001). Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13(5), 327-332.
- Sanz de Galdeano E, C. (1973). *Geología de la transversal Jaen-Frailes*(Provincia de Jaen) (Doctoral dissertation, Granada).
- Sanz de Galdeano, C. (1997). *La zona interna bético-rifeña:(antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica)*.
- Sanz de Galdeano, C., Andreo, B., García-Tortosa, F. J., & López-Garrido, A. C. (2001). The Triassic palaeogeographic transition between the Alpujarride and Malaguide complexes. Betic–Rif Internal Zone (S Spain, N Morocco).

- Sanz de Galdeano, C. S., & Garrido, Á. C. L. (2016). The nevado-filabride complex in the western part of Sierra de los Filabres (Betic Internal Zone), structure and lithologic succession. *Boletín geológico y minero*, 127(4), 823-836.
- Schettino, A., & Turco, E. (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Bulletin*, 123(1-2), 89-105.
- Schofield, D. I., Horstwood, M. S. A., Pitfield, P. E. J., Crowley, Q. G., Wilkinson, A. F., & Sidaty, H. C. O. (2006). Timing and kinematics of Eburnean tectonics in the central Reguibat Shield, Mauritania. *Journal of the Geological Society*, 163(3), 549-560.
- Schofield, D. I., Horstwood, M. S. A., Pitfield, P. E. J., Gillespie, M., Darbyshire, F., O'Connor, E. A., & Abdouloye, T. B. (2012). U–Pb dating and Sm–Nd isotopic analysis of granitic rocks from the Tiris Complex: New constraints on key events in the evolution of the Reguibat Shield, Mauritania. *Precambrian Research*, 204, 1-11.
- Schoene, B. (2014). 4.10-U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on geochemistry*, 4, 341-378.
- Selli, R. (1953). La geologia dell'alto bacino dell'Isonzo (stratigrafia e tettonica).
- Serra-Kiel, J., Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., JA, M. P., Tosquella i Angrill, J., ... & Serrano, F. (1998). Bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). *Acta Geologica Hispanica*, 1998, vol. 31, num. 1-3, p. 161-182.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López-Garrido, A. C., & Martín-Algarra, A. (1995). The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 74, 105-105.
- Serrano, F., de Galdeano, C. S., El Kadiri, K., Guerra-Merchán, A., López-Garrido, A. C., Martín-Martín, M., & Hlila, R. (2006). Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99(2), 237-253.
- Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, K., de Galdeano, C. S., López-Garrido, Á. C., Martín-Martín, M., & Hlila, R. (2007). Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios*, 40(2), 191-205.
- Serrano-Lozano, F., & Guerra-Merchán, A. (2004). *Geología Regional: El territorio de la provincia de Málaga en el ámbito de la cordillera Bética*. Málaga, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga.
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., ... & Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4), 212-270
- Shuster, D. L., Flowers, R. M., & Farley, K. A. (2006). The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 148-161.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B8).
- Simancas, F., Expósito, I., Azor, A., Martínez Poyatos, D., & González Lodeiro, F. (2004). From the Cadomian orogenesis to the early palaeozoic Variscan rifting in Southwest Ibéria. *Journal of Iberian Geology*, 30, 53-71.
- Sibuet, J. C., Rouzo, S., & Srivastava, S. (2012). Plate tectonic reconstructions and paleogeographic maps of the central and North Atlantic oceans. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(12), 1395-1415.
- Sircombe, K. N., & Hazelton, M. L. (2004). Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 91-111.

- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., ... & Schaltegger, U. (2008). Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.
- Söderlund, P., Juez-Larré, J., Page, L. M., & Dunai, T. J. (2005). Extending the time range of apatite (U–Th)/He thermochronometry in slowly cooled terranes: Palaeozoic to Cenozoic exhumation history of southeast Sweden. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(3-4), 266-275.
- Sosson, M., Morrillon, A. C., Bourgois, J., Féraud, G., Poupeau, G., & Saint-Marc, P. (1998). Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics*, 285(3-4), 253-273.
- Soto, J. I., & Platt, J. P. (1999). Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin, western Mediterranean. *Journal of Petrology*, 40(1), 21-60.
- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (pp. 31-52). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Spotila, J. A., Buscher, J. T., Meigs, A. J., & Reiners, P. W. (2004). Long-term glacial erosion of active mountain belts: Example of the Chugach–St. Elias Range, Alaska. *Geology*, 32(6), 501-504.
- Stampfli, G. M., von Raumer, J. F., & Borel, G. D. (2002). Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Special Papers-Geological Society of America*, 263-280.
- Stampfli, G. M., & Kozur, H. W. (2006). Europe from the Variscan to the Alpine cycles. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 32, 57.
- Stampfli, G. M., Hochard, C., Vérard, C., & Wilhem, C. (2013). The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, 1-19.
- STEPHAN, T., KRONER, U., & ROMER, R. L. (2018). The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust. *Geological Magazine*, 1-27.
- Stephens, M. A. (1970). Use of the Kolmogorov-Smirnov, Cramér-Von Mises and related statistics without extensive tables. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 115-122.
- Stevens, T., Carter, A., Watson, T. P., Vermeesch, P., Andò, S., Bird, A. F., ... & Sevastjanova, I. (2013). Genetic linkage between the Yellow River, the Mu Us desert and the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 78, 355-368.
- Stipp, M., Stübenitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861-1884.
- Stockli, D. F., Farley, K. A., & Dumitru, T. A. (2000). Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology*, 28(11), 983-986.
- Suades, E., & Blanc, A. C. (2013). Gravitational dismantling of the Miocene mountain front of the Gibraltar Arc system deduced from the analysis of an olistostromic complex (western Betics). *Geologica Acta: an international earth science journal*, 11(2), 215-229.
- Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., & Unternehr, P. (2013). Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8), 2575-2597.
- Swezey, C. S. (2009). Cenozoic stratigraphy of the Sahara, northern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 53(3), 89-121.

- Talavera Rodríguez, C. (2009). Pre-Variscan magmatism of the central Iberian zone: chemical and isotope composition, geochronology and geodynamic significance.
- Talavera, C., Montero, P., Poyatos, D. M., & Williams, I. S. (2012). Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist–Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U–Pb geochronology. *Gondwana Research*, 22(3-4), 928-942.
- Talavera, C., Montero, P., Bea, F., Lodeiro, F. G., & Whitehouse, M. (2013). U–Pb zircon geochronology of the Cambro-Ordovician metagranites and metavolcanic rocks of central and NW Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 102(1), 1-23.
- Talavera, C., Poyatos, D. M., & Lodeiro, F. G. (2015). SHRIMP U–Pb geochronological constraints on the timing of the intra-Alcudian (Cadomian) angular unconformity in the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 104(7), 1739-1757.
- Talbi, F., Melki, F., Ismail-Lattrache, K. B., Alouani, R., & Tlig, S. (2008). Le Numidien de la Tunisie septentrionale: données stratigraphiques et interprétation géodynamique. *Estudios Geológicos*, 64(1), 31-44.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., & Arboleya, M. L. (2005). Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17(5), 456-461.
- Tendero, J. A., Martín-Algarra, A., Puga, E., & Díaz de Federico, A. (1993). Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filabride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 316(8), 1115-1122.
- Thomas, M. F. H., Bodin, S., Redfern, J., & Irving, D. H. B. (2010). A constrained African craton source for the Cenozoic Numidian Flysch: implications for the palaeogeography of the western Mediterranean basin. *Earth-Science Reviews*, 101(1-2), 1-23.
- Thomas, W. A. (2011). Detrital-zircon geochronology and sedimentary provenance. *Lithosphere*, 3(4), 304-308.
- Turner, S., Palomeras, I., Levander, A., Carbonell, R., & Lee, C. T. (2014). Ongoing lithospheric removal in the western Mediterranean: Evidence from Ps receiver functions and thermobarometry of Neogene basalts (PICASSO project). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(4), 1113-1127.
- Thurrow, J., & Kuhnt, W. (1986). Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch area. *Geological Society, London, Special Publications*, 21(1), 423-445.
- Tubía, J. M., Cuevas, J., & Esteban, J. J. (2004). Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology*, 32(11), 941-944.
- Tubía, J. M., Cuevas, J., Esteban, J. J., & Gil Ibarra, J. I. (2009). Remnants of a Mesozoic rift in a subducted terrane of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *The Journal of Geology*, 117(1), 71-87.
- Tubía, J. M., Cuevas, J., & Esteban, J. J. (2013). Localization of deformation and kinematic shift during the hot emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of Structural Geology*, 50, 148-160.
- Tucholke, B. E., & Sibuet, J. C. (2012). Problematic plate reconstruction. *Nature Geoscience*, 5(10), 676.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N. J., Masini, E., Mohn, G., & Thöni, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33(7), 1239-1276.
- Tugend, J., Manatschal, G., & Kuszniir, N. J. (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43(1), 15-18.

- Turner, S. P., Platt, J. P., George, R. M. M., Kelley, S. P., Pearson, D. G., & Nowell, G. M. (1999). Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic–Alboran domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40(6), 1011-1036.
- Vacherat, A. (2014). Inversion d'une marge hyper-amincie: contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., ... & Lahfid, A. (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 296-306.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., ... & Radal, J. (2016). Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. *Tectonics*, 35(4), 907-933.
- Van Achterbergh, E. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS. *Laser Ablation-ICP-mass spectrometry in the earth sciences: principles and applications*, 239-243.
- van der Schee, M., van den Berg, B. C., Capella, W., Simon, D., Sierro, F. J., & Krijgsman, W. (2018). New age constraints on the western Betic intramontane basins: A late Tortonian closure of the Guadalhorce Corridor?. *Terra Nova*, 30(5), 325-332.
- Van Houten, F. B. (1980). Mid-Cenozoic Fortuna Formation, northeastern Tunisia; record of late Alpine activity on Northern African cratonic margin. *American Journal of Science*, 280(10), 1051-1062.
- Varas-Reus, M. I., Garrido, C. J., Marchesi, C., Bosch, D., Acosta-Vigil, A., Hidas, K., ... & Booth-Rea, G. (2017). Sr-Nd-Pb isotopic systematics of crustal rocks from the western Betics (S. Spain): Implications for crustal recycling in the lithospheric mantle beneath the westernmost Mediterranean. *Lithos*, 276, 45-61.
- Varrone, D., & Clari, P. (2003). Stratigraphic and paleoenvironmental evolution of the Microcodium Formation and the Nummulitic Limestones in the French-Italian Maritimes Alps. *Geobios*, 36, 775-786.
- Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., & Stuart, F. M. (2011). Deciphering tectonic and erosion-driven exhumation of the Nevado–Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. *Terra Nova*, 23(4), 257-263.
- Vázquez, M., Asebriy, L., Azimousa, A., Jabaloy, A., Rea, G. B., Barbero, L., ... & Lodeiros, F. G. (2013). Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-Maghrebian passive margin: The Tanger-Ketama Unit (External Rif, northern Morocco). *Geologica Acta*, 11(3), 277-293.
- Vázquez-Vílchez, M., Jabaloy-Sánchez, A., Azor, A., Stuart, F., Persano, C., Alonso-Chaves, F. M., ... & García-Navarro, E. (2015). Mesozoic and Cenozoic exhumation history of the SW Iberian Variscides inferred from low-temperature thermochronology. *Tectonophysics*, 663, 110-121.
- Vera, J. A. (2000). El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2), 345-373.
- Vera, J. A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., ... & Vilas, L. (2004). Las zonas externas Béticas y el paleomargen Sudibérico. *Geología de España*, 354-361.
- Vergés, J., & Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144-172.
- Vermeesch, P. (2004). How many grains are needed for a provenance study?. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4), 441-451.

- Vermeesch, P. (2009). RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44(4), 409-410.
- Vermeesch, P. (2012). On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 312, 190-194.
- Vermeesch, P. (2013). Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 341, 140-146.
- Vermeesch, P., Resentini, A., & Garzanti, E. (2016). An R package for statistical provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 336, 14-25.
- Vielzeuf, D., & Kornprobst, J. (1984). Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), 87-96.
- Vila, J. M. (1980). La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. These de Doctorat-es-sciences, Université Pierre et Marie Curie.
- Vissers, R. L. M., & Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees?. *Earth-Science Reviews*, 110(1-4), 93-110.
- Vissers, R. L., van Hinsbergen, D. J., van der Meer, D. G., & Spakman, W. (2016). Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Research*, 34, 49-59.
- Villaseñor, A., Chevrot, S., Harnafi, M., Gallart, J., Pazos, A., Serrano, I., & Ibarra, P. (2015). Subduction and volcanism in the Iberia–North Africa collision zone from tomographic images of the upper mantle. *Tectonophysics*, 663, 238-249.
- Vissers, R. L. M., Platt, J. P., & Van der Wal, D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: a lithospheric view. *Tectonics*, 14(4), 786-803.
- Vitale, S., Zaghloul, M. N., Tramparulo, F. D. A., & El Ouaragli, B. (2014). Deformation characterization of a regional thrust zone in the northern Rif (Chefchaouen, Morocco). *Journal of Geodynamics*, 77, 22-38.
- Von Raumer, J., Stampfli, G., Borel, G., & Bussy, F. (2002). Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *International Journal of Earth Sciences*, 91(1), 35-52.
- Wagner, G. A. (1981). Fission-track ages and their geological interpretation. *Nuclear Tracks*, 5(1-2), 15-25.
- Wagner, M., Altherr, R., & Van Den Haute, P. (1992). Apatite fission-track analysis of Kenyan basement rocks: constraints on the thermotectonic evolution of the Kenya dome. A reconnaissance study. *Tectonophysics*, 204(1-2), 93-110.
- Walsh, G. J., Benziane, F., Aleinikoff, J. N., Harrison, R. W., Yazidi, A., Burton, W. C., ... & Saadane, A. (2012). Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and Bou Azzer—El Graara inliers, eastern and central anti-atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 216, 23-62.
- Wegener, A. (1915). Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Fr. Vieweg u. Sohn, Brunswick.
- Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291(5817), 645.
- Whitchurch, A. L., Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2011). Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science*, 311(5), 442-482.
- Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. V., ... & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, 19(1), 1-23.

- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 24(3), 201-297.
- Willett, S. D., Fisher, D., Fuller, C., En-Chao, Y., & Chia-Yu, L. (2003). Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. *Geology*, 31(11), 945-948.
- Wolf, R. A., Farley, K. A., & Silver, L. T. (1996). Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4231-4240.
- Wolf, R. A., Farley, K. A., & Kass, D. M. (1998). Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, 148(1-2), 105-114.
- Yaïch, C. (1997). Dynamique sédimentaire, Eustatisme et Tectonique durant l'Oligo-Miocène en Tunisie. *Formations Fortuna, Messioua et Grijima*, 327-361.
- Yaich, C., Durllet, C., & Renard, M. (2000). Corrélation stratigraphique entre les unités oligo-miocènes de Tunisie centrale et le Numidien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(7), 499-506.
- Ye, J., Chardon, D., Rouby, D., Guillocheau, F., Dall'asta, M., Ferry, J. N., & Broucke, O. (2017). Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere*, 13(4), 1254-1284.
- Youbi, N., Kouyaté, D., Söderlund, U., Ernst, R. E., Soulaïmani, A., Hafid, A., ... & Abbou, M. B. (2013). The 1750 Ma magmatic event of the west African craton (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, 236, 106-123.
- Zaghloul, M. N., Guerrera, F., Loiacono, F., Maiorano, P., & Puglisi, D. (2002). Stratigraphy and petrography of the Beni Ider Flysch in the Tetouan area (Rif chain, Morocco). *Bollettino della Società geologica italiana*, 121(1), 69-85.
- Zaghloul, M. N., Gigliuto, L. G., Puglisi, D., Ouazani-Touhami, A., & Belkaid, A. (2003). The Oligocene-Miocene Ghomaride cover: a petro-sedimentary record of an early subsident stage related to the Alboran Sea rifting (Northern Internal Rif, Morocco). *GEOLOGICA CARPATHICA-BRATISLAVA-*, 54(2), 93-106.
- Zeck, H. P., Monié, P., Villa, I. M., & Hansen, B. T. (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20(1), 79-82.
- Zeck, H. P. (1999). Alpine plate kinematics in the western Mediterranean: a westward-directed subduction regime followed by slab roll-back and slab detachment. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 109-120.
- Zeck, H. P., & Williams, I. S. (2001). Hercynian metamorphism in nappe core complexes of the Alpine Betic–Rif belt, western Mediterranean—a SHRIMP zircon study. *Journal of Petrology*, 42(7), 1373-1385.
- Zeck, H. P., & Whitehouse, M. J. (2002). Repeated age resetting in zircons from Hercynian–Alpine polymetamorphic schists (Betic–Rif tectonic belt, S. Spain)—a U–Th–Pb ion microprobe study. *Chemical Geology*, 182(2-4), 275-292.
- Zhang, L., Ai, Y., Li, X., Rubatto, D., Song, B., Williams, S., ... & Liou, J. G. (2007). Triassic collision of western Tianshan orogenic belt, China: evidence from SHRIMP U–Pb dating of zircon from HP/UHP eclogitic rocks. *Lithos*, 96(1-2), 266-280.
- Zimmermann, U., Andersen, T., Madland, M. V., & Larsen, I. S. (2015). The role of U-Pb ages of detrital zircons in sedimentology—An alarming case study for the impact of sampling for provenance interpretation. *Sedimentary Geology*, 320, 38-50.

Résumé

Titre : Initiation de l'accrétion continentale dans le domaine Bétique-Rif

L'étude thermo-chronologique des sédiments syn- à post-rift et syn-orogéniques permet de reconstituer l'évolution temps-température des bassins aux différents stades de l'orogénèse. Cette étude combinée à des observations structurales et stratigraphiques permet en effet de déterminer l'évolution spatiale et temporelle de la marge passive depuis les premiers stades de son inversion jusqu'aux stades finaux de la collision associés à l'exhumation rapide des unités internes métamorphiques. Les Cordillères des Bétiques et du Rif appartiennent à l'extrémité occidentale des chaînes péri-méditerranéennes. L'histoire géodynamique, associée à la formation des Bétiques depuis l'Oligocène est marquée en profondeur par une combinaison de processus de retrait, de déchirement et de délamination de la lithosphère continentale et ou océanique dans le contexte de convergence entre l'Afrique et l'Europe. En réponse, la croûte qui forme aujourd'hui le bassin d'Alboran et les zones internes des Bétiques et du Rif a été soumise à une extension dans la zone d'arrière arc depuis l'Oligocène. Cette phase d'extension a été synchrone des déformations compressives enregistrées dans la couverture méso-cénozoïque des marges Ibérique et nord-africaine et la formation des chaînes plissées d'avant pays. L'utilisation d'analyses thermochronologiques basse-température traces de fission et (U-Th)/He sur apatite appliquées aux séries de flyschs d'âge Crétacé et Tertiaire du domaine Maurétanien et Massylien met en évidence l'importance d'une phase d'exhumation Paléogène. Combiné aux observations structurales et stratigraphiques il apparaît que cette épisode d'exhumation est associé au développement d'un avant-pays tout le long des Cordillères Bétiques sur près de 400 km. L'examen des relations structurales entre les flyschs, les séries subbétiques et le Trias démontre que la tectonique salifère a joué un rôle majeur. Cette observation conduit à expliquer la structure actuelle des zones externes des Bétiques tout en diminuant l'ampleur des mouvements tectoniques. Combinées aux datations U-Pb sur zircons détritiques qui contraignent les provenances des unités de flyschs au Mésozoïque et au Cénozoïque, entre des sources Ibériques, d'Alboran et d'Afrique, les résultats de ce travail ont permis de préciser l'évolution paléogéographique et géodynamique des Bétiques depuis la transition Ouest Tethys-Atlantique, le stade collision Alpine, jusqu'à son évolution actuelle associée à l'ouverture de la Méditerranée Occidentale.

Mots clefs : Prisme d'accrétion, Bétiques, Thermochronologie basse-température