

Accueil ▶ Tous les numéros ▶ Volume 191 (2020) ▶ BSGF - Earth Sci. Bull., 191 (2020) 15 ▶ HTML complet

Chaîne varisque

Accès libre

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020 Chaîne varisque
Article Number	15
Nombre de pages)	29
DEUX	https://doi.org/10.1051/bsgf/2020009
Publié en ligne	08 juin 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 15

Cinématique, partitionnement des déformations et magmatisme variscain tardif dans le massif de l'Agly, Pyrénées-Orientales, France

Cinématiques, partitionnement de la déformation et magmatisme tardi-Varisque dans le massif de l'Agly, Pyrénées Orientales, France

Jonas Vanardois^{1*,a}, Pierre Trap¹, Philippe Goncalves¹, Didier Marquer¹, Josselin Gremmel¹, Guillaume Siron² and Thierry Baudin³

¹ UMR 6249 Chrono-environnement, Université de Bourgogne-Franche-Comté, 25030 Besançon, France

² WiscSIMS Laboratory, University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin 53706, USA

³ BRGM-French Geological Survey, 3 Avenue Claude Guillemin, 45100 Orléans, France

* Auteur correspondant: jonas.vanardois@univ-fcomte.fr

Reçu: 20 août 2019 Accepté: 14 avril 2020

Abstrait

Afin de contraindre le schéma de déformations finies du socle variscain du massif de l'Agly, une analyse structurale détaillée sur l'ensemble du massif de l'Agly a été réalisée. Notre enquête a combiné la cartographie géologique, la réévaluation des données publiées et non publiées complétée par nos propres travaux de structure. Les résultats sont fournis sous forme de nouvelles cartes tectoniques et de séries de coupes régionales à travers le massif de l'Agly. Contrairement aux études précédentes, nous avons identifié trois tissus de déformation nommés D1, D2 et D3. La déformation D1 n'est que relictuelle et caractérisée par une foliation largement orientée nord-ouest-sud-est et inclinée vers l'est sans aucun minéral clair ni direction de linéation d'étirement. D1 pourrait être attribué à un épaississement de la croûte variscaine dans une possible position de bord de plateau orogénique. La déformation D2 est une déformation hétérogène non coaxiale, affectant l'ensemble du massif, qui a produit une foliation S2 faiblement pendante, et un réseau anastomosé de zones de cisaillement C2 qui ont accueilli un amincissement vertical et une extension dirigée N20. D2 est contemporain avec le métamorphisme LP-HT et le plutonisme à env. 315–295 Ma. D2 correspond à l'effondrement extensionnel de la croûte orogénique partiellement fondue dans un glissement global dextre à l'échelle de l'ensemble de la ceinture variscaine. Les tissus D2 sont pliés et pentus le long d'un corridor orienté est-ouest D3, appelé Tournefort Deformation Zone (TDZ), où les intrusifs de Saint-Arnac et Tournefort et les roches environnantes partagent la même foliation subverticale S3 NE-SW à EW. Le long du corridor D3, le schéma de schistosité asymétrique et les critères cinématiques suggèrent une cinématique dextre D3. La déformation D3 est un enregistrement de cisaillement dextre frappant EW qui a facilité et localisé l'ascension et la mise en place des plutons en forme de feuille de diorite et de granit. D3 a survécu à D2 et est devenu dominé par la compression en réponse à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain dans un régime transpressional. Le passage progressif de l'amincissement D2 à la transpression D3 est attribué à la

Table des matières

Article

[Abstrait](#)
[HTML complet](#)
[PDF \(25,25 Mo\)](#)
[ePUB \(18,61 Mo\)](#)
[Les références](#)

Métrique

[Afficher les statistiques de l'article](#)

Services

Mêmes auteurs

- [Google Scholar](#)
- [EDP Sciences database](#)
- [PubMed](#)

[Recommander cet article](#)
[Envoyer sur mon Kindle](#)
[Download citation](#)

Articles Liés

[Partitionnement des déformations verticales en croûte varisque chaude: évansion syn-convergence des Pyrénées dans la syntaxe ibéro-armoricaine](#)

Bull. Soc. géol. Fr. BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2017, 188, 39

[Flux de croûte partiellement fondue contrôlant la construction, la croissance et l'effondrement de la ceinture orogénique variscaine: le bilan géologique du](#)

BSGF du Massif central français - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 25

[Structure des lamprophyres: un marqueur discriminant de la tectonique variscaine et alpine dans le massif d'Argentera-Mercantour, Alpes Maritimes](#)

BSGF - Bulletin Sciences de la Terre 2019, 190, 12

Plus

Bookmarking



Services aux lecteurs

Alerte email

diminution des forces gravitationnelles à un stade avancé de l'effondrement extensionnel qui a été surmonté par les forces tectoniques de compression en cours au bord sud du plateau orogénique de Variscan. D3 a survécu à D2 et est devenu dominé par la compression en réponse à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain dans un régime transpressional. Le passage progressif de l'amincissement D2 à la transpression D3 est attribué à la diminution des forces gravitationnelles à un stade avancé de l'effondrement extensionnel qui a été surmonté par les forces tectoniques de compression en cours au bord sud du plateau orogénique de Variscan. D3 a survécu à D2 et est devenu dominé par la compression en réponse à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain dans un régime transpressional. Le passage progressif de l'amincissement D2 à la transpression D3 est attribué à la diminution des forces gravitationnelles à un stade avancé de l'effondrement extensionnel qui a été surmonté par les forces tectoniques de compression en cours au bord sud du plateau orogénique de Variscan.

Résumé

Afin d'améliorer la compréhension du partitionnement de la déformation tardi-varisque dans le socle du massif de l'Agly, une nouvelle étude structurale a été menée. Elle a combiné un travail cartographique détaillé, la synthèse et l'harmonisation des données de la littérature complétées par notre propre analyse. Les résultats sont retransmis sous la forme de nouvelles cartes structurales et coupes géologiques à travers tout le massif. À la différence des études précédentes, nous avons clairement identifié trois fabriques de déformation nommées D1, D2 et D3. La déformation D1 est à l'état de relique et est caractérisée par une foliation S1 de direction générale NE-SW avec un pendage important vers l'Est, sans linéation minérale ou d'étirement clairement identifiable. D1 est interprétée comme témoignant de l'épaississement de la croûte Varisque au front d'un plateau orogénique. La déformation D2 est une déformation hétérogène et non coaxiale, affectant le massif entier, qui engendre une foliation S2 faiblement pentée et un réseau anastomosé de shear zones C2 accommodant un amincissement crustal et une extension vers le N20. D2 est contemporaine d'un métamorphisme de HT-BP et un épisode magmatique entre ca. 315 et 295 Ma. D2 correspond à une extension liée à l'effondrement gravitaire de la croûte orogénique partiellement fondue dans un contexte global décrochant dextre à l'échelle de la chaîne Varisque. La foliation S2 est plissée et verticalisée le long d'un couloir E-W D3, appelé Zone de Déformation de Tournefort (TDZ), où les intrusions de Saint-Arnac et de Tournefort et leurs encaissants partagent la même foliation S3 sub-verticale de direction NE-SW à E-W. Dans la TDZ, l'agencement asymétrique des schistosités et les critères cinématiques indiquent une cinématique D3 dextre. La déformation D3 correspond à un cisaillement transcurrent E-W dextre qui localise l'ascension et l'emplacement des plutons dioritiques et granitiques. La D3 s'initie dans l'infrastructure au cours de l'amincissement D2, elle perdure et reprend les fabriques D2 dans un régime transpressif dextre dominant en réponse probable à la fermeture de l'Arc Ibéro-Armoricain. Le passage progressif de l'amincissement D2 à la transpression D3 est attribué à la diminution des forces gravitaires à un stade avancé de l'effondrement gravitaire suivi par la reprise les forces tectoniques compressives en bordure de plateau orogénique. Nos résultats confirment aussi que le rifting Crétacé ne provoque pas de déformation ductile mylonitique dans les roches métamorphiques du massif de l'Agly.

Mots clés: Amincissement crustal / Orologène variscain / Dôme de gneiss / Massif de l'Agly / Pyrénées-Orientales

Mots clés : amincissement crustal / orogénèse Varisque / dôme gneissique / massif de l'Agly / Pyrénées Orientales

une
Present address: 16 route de Gray, 25030 Besançon, France.

© J. Vanardois et al., Published by EDP Sciences 2020



Il s'agit d'un article en libre accès distribué sous les termes de la licence d'attribution Creative Commons (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>), qui permet une utilisation, une distribution et une reproduction sans restriction sur tout support, à condition que l'œuvre originale soit correctement citée.

1 Introduction

Chez les orogènes chauds et matures, la nature dynamique de l'évolution orogénique tardive entraîne la préservation d'un ensemble complexe d'événements de déformation, de métamorphose et de magmatique spatialement et temporellement répartis. Les relations de rétroaction dans le temps et dans l'espace entre ces événements contrôlent l'équilibre des forces gravitationnelles par rapport aux forces de frontière qui conduisent le flux crustal, en particulier dans les plateaux orogéniques comportant une croûte large, chaude et faible.

Le rééquilibrage mécanique du plateau orogénique conduit à un amincissement crustal dans sa partie interne et à un écoulement crustal inférieur vers l'avant-pays où la compression et l'épaississement se

- Haut
- Abstrait
- 1 Introduction
- 2 Contexte géologique
- 3 Géométrie générale ...
- 4 Modèle de déformation ...
- 5 Discussion
- 6 Conclusion
- Reconnaissance
- Les références
- Liste des figures

produisent (ex. Dewey, 1988 ;Rey et coll. , 2010). Avec l'effondrement orogénique en cours, une extension et un amincissement supplémentaires se déplacent vers les bords du plateau et interagissent avec la croûte profonde qui est continuellement soumise à la compression, à l'écoulement latéral et à l'exhumation. Sur ces domaines externes particuliers, l'effondrement gravitationnel orogénique tardif est responsable de la superposition, dans le temps et dans l'espace, de structures contractionnelles et extensionnelles dont la représentation n'est pas simple mais essentielle à démêler afin de bien comprendre l'écoulement crustal latéral et horizontal et l'exhumation des profondeurs. croûte.

L'évolution tectonique susmentionnée est bien illustrée dans les Variscides européens où un plateau orogénique de style tibétain s'est effondré au cours de la période du Carbonifère moyen-début du Permien (par ex. Dörr et Zulauf, 2010 ;Whitney et al., 2015; Maierová et coll. , 2016). En France, le Massif central français (FMC) a été proposé comme exemple de zone interne du plateau, et les Pyrénées varisques comme bord de plateau ou avant-pays avec, entre les deux, le massif de la Montagne Noire (MN) situé à la transition plateau-avant-pays (Whitney et al. , 2015). Le FMC oriental a enregistré un effondrement d'extension à l'échelle régionale et une exhumation de la croûte profonde partiellement fondue (par ex. Malavielle et al., 1990; Burg et al., 1994; Vanderhaeghe et al., 1999; Ledru et coll. , 2001). On considère que le dôme de gneiss MN s'est formé au bord de l'effondrement de l'orogène Variscan pendant la fin du Carbonifère (Franke et coll. , 2011 ; Whitney et coll. , 2015). Plus au sud, la ceinture pyrénéenne variscaine représenterait la frontière extérieure du plateau orogénique qui partage des caractéristiques structurales, métamorphiques et magmatiques similaires avec le dôme de gneiss de la Montagne Noire situé à la transition plateau-avant-pays (Whitney et al. , 2015). Cependant, des incertitudes subsistent sur la position relative des massifs pyrénéens varisques situés au sud de la faille pyrénéenne nord, à savoir dans les zones axiales pyrénéennes, par rapport au FMC et au MN. A l'inverse, le massif nord-pyrénéen oriental et en particulier le massif de l'Agly peut représenter un prolongement direct vers le sud des massifs FMC sud. Malheureusement, ce domaine externe manque encore de contraintes structurales détaillées sur l'histoire du Variscan tardif afin de comprendre les déformations internes tridimensionnelles complexes dans le bord de l'orogène varisque qui reliaient l'effondrement extensionnel entraîné par la gravité, la fusion partielle volumineuse, les emplacements de magma, l'adoucissement thermique et la plaque - forces frontalières sous clé tectonique.

La présente étude étudie la déformation tridimensionnelle du massif de l'Agly comme exemple de l'avant-pays du plateau orogénique au cours de la fin du Carbonifère-début du Permien. Nous avons identifié une géométrie de détail des structures avec une histoire de déformation polyphasée. L'analyse structurale des macro et microstructures a été liée à des événements métamorphiques et magmatiques pour lesquels des contraintes précises PT et géochronologiques sont disponibles dans la littérature. Le modèle de déformation finie du massif de l'Agly est discuté et remplacé dans le cadre tectonique de l'orogénie variscaine en considérant un passage progressif de l'effondrement gravitationnel à la transpression dextre dans un contexte de convergence syn-plaque.

Faisant partie du massif pyrénéen, le massif de l'Agly a enregistré à la fois les cycles orogéniques varisques et alpins. La nature polyphasée complexe des Pyrénées est exposée dans la zone pyrénéenne nord (NPZ, figures 1 et 2A), où les massifs métamorphiques paléozoïques à haute teneur du socle variscain, les massifs pyrénéens nord (NPM), sont tectoniquement juxtaposés à des fragments de sous-continent. manteau et sédiments mésozoïques métamorphiques en réponse à l'extension du Crétacé (par ex. Clerc et al., 2015, 2016; Clerc and Lagabrielle, 2014; Lagabrielle et al., 2016; Ducoux, 2017). La plupart des NPM sont caractérisés par de nombreuses zones de cisaillement ductile extensionnelles à faible pendage et un gradient métamorphique HT-LP anormal (par ex. Thiébaud, 1964; Roux, 1977; de Saint Blanquat, 1989, 1993; de Saint Blanquat et al., 1990; Paquet and Mansy, 1991; Guitard et coll. , 1996). Bien que ces structures et métamorphismes aient été liés à l'orogénie variscaine paléozoïque (eg de Saint Blanquat, 1989 , 1993 ; de Saint Blanquat et al. , 1990), certaines études mettent en évidence l'impact possible de l'extension du Crétacé sur la structuration du massif de l'Agly variscain sous-sol (Delay, 1989 ;Vauchez et al., 2013; Odum et Stockli, 2019). Nous discutons plus en détail de ce point secondaire à la lumière de nos nouvelles données structurales.

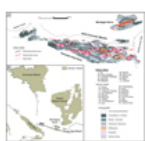
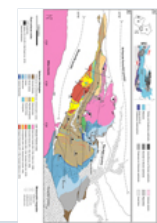


Fig. 1

(A) Carte des Pyrénées variscales et du massif de la Montagne Noire avec les principales zones de cisaillement variscales. (B) Position probable du massif variscain à la fin de l'orogénèse variscaine, modifiée de Carreras et Druguet (2014) .

Fig. 2

(A) Localisation de la zone pyrénéenne nord et carte des principales formations géologiques de la zone. (B) Carte géologique du Massif de l'Agly modifiée de Fontailles et coll. (1993) et Delay (1989) . L'emplacement des coupes transversales des figures 4 et 10 est indiqué. NPF: Zone nord pyrénéenne; TBF: Faille Trilla-Bélesta; AF: Faille



d'Ansignan; RF: Faille de Rentadou; RRF: Faille de Roquo Roujo; PF: Panne de Planèzes; BAF: Faille Bas-Agly; SPF: Faille Saint-Paul.

2 Contexte géologique

2.1 Les Pyrénées variscales dans la ceinture variscaine d'Europe occidentale

Au sein de la ceinture variscaine d'Europe occidentale, les Pyrénées variscales, *c'est-à-dire* la zone axiale pyrénéenne (AZ) et la zone pyrénéenne nord (NPZ), appartiennent au domaine externe correspondant à l'avant-pays orogénique méridional (*eg* [Burg et al. , 1994](#) ; [Edel et coll. , 2018](#)). Les Pyrénées variscales sont composées de sédiments du Protérozoïque au Paléozoïque qui ont été métamorphosés et déformés du Carbonifère moyen au début du Permien (*ex.* [Aguilar et coll. , 2013](#) ; [Denèle et al. , 2014](#) ; [Mezger et Gerdes, 2016](#)). Le métamorphisme variscain est caractérisé par un gradient HT / LP haute température et basse pression conduisant à une fusion partielle intense de la croûte inférieure et moyenne. Il est attribué à un flux mantellique élevé et à des emplacements de nombreux plutons basiques et acides ([Guitard et al. , 1996](#) et références dans celles-ci ; [Lemirre, 2016](#)). Deux principaux événements de déformation sont décrits dans la zone axiale pyrénéenne: (i) un empilement de nappe vers le sud D1 responsable d'un épaissement crustal modéré (*ex.* [Carreras et Capella, 1994](#) ; [Matte, 2002](#) ; [Vila et coll. , 2007](#) ; [Denèle et al. , 2009, 2014](#) ; [Laumonier et al. , 2010](#) ; [Aguilar et coll. , 2015](#)), suivi de (ii) un régime transpressif dextre D2 formant plusieurs gneiss-dômes et des zones de cisaillement inversé dextre permettant la mise en place de grands plutons ([Fig. 1](#) ; [Gleizes et al. , 1997, 1998a , 2001](#) ; [Denèle et al. , 2009, 2014](#) ; [Laumonier et al. , 2010](#) ; [Cochelin et coll. , 2017](#)). Plusieurs zones de cisaillement d'extension plates sont également décrites ([Fig. 1](#) ; [Gibson, 1991](#) ; [Vissers, 1992](#) ; [Mezger et Passchier, 2003](#)) qui sont interprétées comme des preuves d'exhumation transtensionnelle du dôme migmatitique dans un régime transpressional global ([Cochelin et al. , 2017](#)). Au nord de la faille pyrénéenne nord (NPF), la zone pyrénéenne nord a également enregistré principalement le même métamorphisme HT / LP. À l'inverse de l'AZ, le tissu principal est défini par une foliation pénétrante à plat qui s'est développée lors d'un métamorphisme rétrogressif lors d'un événement d'extension continu ([de Saint Blanquat et al. , 1990](#) ; [Bouhallier et coll. , 1991](#)). Un examen complet et détaillé de l'évolution géodynamique de la ceinture variscaine d'Europe occidentale à l'époque du Paléozoïque supérieur peut être trouvé dans des contributions récentes ([Cochelin et al. , 2017](#) ; [Ballèvre et al. , 2018](#) ; [Edel et al. , 2018](#)).

2.2 Contour géologique du Massif de l'Agly (AM)

Le massif de l'Agly est le MNP le plus à l'est ([Fig. 1](#)). C'est un massif varisque de 30 km de long et 10 km de large délimité par trois bassins mésozoïques: le synclinal de Boucheville au sud, le synclinal du Bas-Agly au nord-est et le St-Paul-de-Fenouillet au nord ([Fig. 2](#)). Le remplissage sédimentaire cénozoïque (pliocène) du Roussillon Graben délimite la frontière sud-est du massif. Les domaines structuraux du Paléozoïque et du Mésozoïque sont séparés par des failles alpines verticales orientées EW ([Fig. 2B](#)).

Le socle variscain consiste en une séquence sédimentaire édiacarienne à dévonienne métamorphosée de 6 km d'épaisseur ([Fontailles, 1970](#) ; [Berger et al. , 1993](#) ; [Casas et Palacios, 2012](#)). La partie la plus profonde de la séquence contient également d'abondantes nappes d'orthogneiss d'épaisseur d'un mètre à un décimètre qui correspondent aux anciens seuils granitiques mis en place à env. 540 Ma ([Tournaire Guille et al. , 2018](#)). La séquence dérivée para- et ortho a été métamorphosée et déformée au cours de l'orogénèse varisque tardive entre ca. 305 et 295 Ma ([Siron et al. , 2012, 2020](#)). Compte tenu des profondeurs structurelles et de la teneur métamorphique, [Delay \(1989\)](#) a subdivisé en deux le sous-sol AM en une infrastructure et une suprastructure, séparés par le front anatectique. L'infrastructure est constituée d'orthogneiss et de paragneiss partiellement fondus abritant des couches de marbres et de calc-silicates. La suprastructure se compose de la partie supérieure de la série métasédimentaire avec des micaschistes et schistes du Cambrien au début de l'Ordovicien (le soi-disant groupe de Jujols, [Laumonier, 1998](#)), roches volcano-clastiques de l'Ordovicien tardif minces et discontinues, schistes noirs du Silurien et marbres du Dévonien ([Fig. 2B](#)).

Tant le supra et l'infrastructure sont intrusés par des corps magmatiques varisques tardifs (308–304 Ma). La charnockite d'Ansignan est un laccolithe de 600 mètres d'épaisseur qui a pénétré la partie la plus profonde de l'infrastructure, dans la partie sud-ouest du massif, à 307 ± 3 Ma ([Tournaire Guille et al. , 2018](#)). Ce complexe magmatique est composé de deux roches magmatiques principales (1) une granodiorite porphyrique K-feldspath, grenat et orthopyroxène et (2) une leucogranite grenat mieux observée dans le toit d'intrusion (*par exemple*, localité d'Albas). Des corps de norite et de diorite sont également signalés dans la charnockite ([Delay, 1989](#) ; [Berger et al. , 1993](#) ; [Althoff et coll. , 1994](#) , [Olivier et coll. , 2008](#)). Le granite de Cassagnes se présente sous la forme de plusieurs seuils métriques à décamétriques dans la partie supérieure de l'infrastructure ([Fig. 2B](#)). Sa composition est très similaire à la charnockite, sauf que l'orthopyroxène est très rarement observé, mais a été mis en place au même moment à 308 ± 3 Ma (

Tournaire Guille *et al.*, 2018). Des âges plus anciens ont été proposés pour les emplacements des seuils d'Ansignan et de Cassagnes à env. 315 Ma (Postaire, 1982 ;Respaut et Lancelot, 1983 ;Olivier *et coll.*, 2004), la diorite de Tournefort et le granite de Saint-Arnac ont envahi les schistes et micaschistes de la suprastructure (Fig. 2B). Olivier *et coll.* (2008) ont proposé que ces deux plutons étaient cogénétiques et qu'ils se déposaient entre 308 ± 1 et 304 ± 5 Ma respectivement. Le pluton de Saint-Arnac est également composé de plusieurs intrusions acides (Fonteilles *et al.*, 1993 ; Olivier *et al.*, 2008). La diorite a induit un métamorphisme de contact local responsable d'une fusion partielle limitée des micaschistes environnants (Delay, 1989 ; Fig. 2).

L'advection de chaleur associée au transfert vers le haut du grand volume de corps magmatiques peut avoir contribué au métamorphisme régional HT / LP au cours de l'orogénie du Variscan tardif (Vielzeuf, 1984 ; Delay, 1989 ; Guitard *et coll.*, 1996 ; Olivier *et coll.*, 2004 ; Siron *et coll.*, 2012, 2020). Ceci est cohérent avec les contraintes temporelles récentes de la température de crête HT-LP datée à env. 305 Ma avec LA-ICP-MS *in situ* sur monazite et zircon (Siron *et al.*, 2012, 2020 ; Tournaire Guille *et al.*, 2018). La suprastructure est caractérisée par un métamorphisme HT-LP enregistré avec l'apparition successive de biotite, cordiérite, andalousite et sillimanite comme minéraux d'indice (Fonteilles *et al.*, 1993). Ici, le gradient géothermique de la suprastructure a été récemment reconstruit à $55 \text{ }^\circ\text{C} / \text{km}$ (Siron *et al.*, 2012). La température atteint jusqu'à $680 \text{ }^\circ\text{C}$ à la base de la suprastructure (Delay, 1989 ; Bouhallier *et al.*, 1991 ; Siron *et al.*, 2012, 2020), déclenchant le début d'une fusion partielle en dehors du champ de stabilité de la muscovite. Sous le front anatectique, l'infrastructure est caractérisée par un gradient géothermique quasi isotherme ($\sim 8 \text{ }^\circ\text{C} / \text{km}$) lors de l'événement varisque tardif, avec des températures comprises entre 730 et $800 \text{ }^\circ\text{C}$ (Andrieux, 1982a, b ; Vielzeuf, 1984 ; Delay, 1989 ; Bouhallier *et coll.*, 1991). Cela a été interprété comme la conséquence d'un tamponnage thermique dû au comportement hautement endothermique de la réaction de déshydratation-fusion de la biotite (Delay, 1989 ; Siron *et al.*, 2012, 2020).

La comparaison entre les estimations thermobarométriques et l'épaisseur actuelle suggère qu'entre 3 et 5 km de croûte ont été soustraits lors de l'éclaircie (Andrieux, 1982a, b ; Vielzeuf, 1984 ; Delay, 1989 ; Bouhallier *et al.*, 1991 ; Paquet et Mansy, 1991 ; Siron *et al.*, 2012, 2020) responsable du resserrement des isogrades métamorphiques et du fort gradient métamorphique apparent entre $80 \text{ }^\circ\text{C}$ et $125 \text{ }^\circ\text{C} / \text{km}$ (Guitard *et al.*, 1996 et références; Siron *et al.*, 2012,2020).

Le métamorphisme HT / LP est lié au modèle de déformation principal observé sur l'AM qui correspond à une foliation plate omniprésente et à des mylonites localisées contenant une linéation d'étirement de tendance NNE-SSW. Le feuillage est plat dans la partie sud du massif, et est très raide et EW frappant dans la partie nord-ouest du massif (figures 2 et 3 ; Berger *et al.*, 1993 ; Fonteilles *et al.*, 1993). Il est synchrone avec un métamorphisme de haute qualité, une fusion partielle et des intrusions granitoïdes en forme de feuille, ces dernières montrant une foliation magmatique concordante avec la foliation principale gneissique environnante (Delay, 1989 ; Bouhallier *et al.*, 1991 ; Paquet et Mansy, 1991 ; Althoff *et coll.*, 1994).

Les zones de cisaillement ductile mylonitique à ultramylonitique sont réparties sur l'ensemble du pieu structural. Delay (1989) et Paquet et Mansy (1991) ont identifié une dizaine de zones de cisaillement mylonitique à pendage doux de diverses épaisseurs (mètre à décamètre) parallèles à la foliation principale avec une direction d'étirement N20 très visible. Sur la base de la cinématique de ces zones de cisaillement (de haut en nord dans la partie nord et de haut en sud dans la partie sud), Olivier *et al.* (2004, 2008) ont suggéré que ces zones de cisaillement étaient localisées au sommet du toit du dôme à env. 300 Ma comme dernière étape d'un doming en évolution transpressionnelle. En revanche, Bouhallier *et al.*(1991) ont proposé que les zones de cisaillement haut-nord soient liées à un détachement d'extension à la frontière entre les micaschistes anatectiques et les gneiss, probablement responsable de la juxtaposition de l'infrastructure et de la suprastructure lors d'une extension variscaine tardive. Sur la base de LA-ICP-MS *in situ* sur la monazite de gneiss mylonitiques, Siron *et al.* (2012, 2020) ont proposé que cet éclaircie se soit produite à env. 300–296 Ma. Olivier *et coll.* (2004) ont plutôt suggéré que la soustraction et l'amincissement ne se sont pas produits *via* une seule zone de cisaillement et a proposé que le matériau soit soustrait par de nombreuses petites zones de cisaillement au sommet d'un dôme diapirique Variscan tardif dans l'infrastructure et la suprastructure.

Une phase tectonique antérieure est attribuée à un épaissement crustal avec des reliques de cyanite (Fonteilles, 1970;Fonteilles et Guitard, 1971) et une foliation relictuelle modérément inclinée avec des plis de gaine vergeant au sud interprétés comme un cisaillement de haut en bas *et un* empilement de nappes (Bouhallier *et al.*, 1991 ; Olivier *et al.*, 2004).

Dans les sédiments mésozoïques des synclinaux du Bas-Agly et de Boucheville, l'impact de l'extension crétacée est soutenu par le métamorphisme HT-LP en (Golberg et Leyreloup, 1990) et mis en évidence par des études de spectrométrie Raman sur la matière carbonée (RSCM) qui ont rapporté des températures allant jusqu'à $550 \text{ }^\circ\text{C}$ (Clerc, 2012; Chelalou, 2015 ;Chelalou *et coll.*, 2016 ; Ducoux, 2017) à la suite de l'amincissement crustal et du soulèvement du manteau du Crétacé (Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc *et al.*, 2015, 2016 ; Chelalou *et al.*, 2016 ; Lagabrielle *et al.*, 2016 ; Ducoux, 2017). Dans ce contexte, l'âge variscain tardif des zones de cisaillement ultramylonitiques est remis en question depuis les années 1990 (Delay, 1989 ; Paquet et Mansy, 1991 ; Vauchez *et al.*, 2013 ; Odlum et Stockli, 2019). La déformation mylonitique du

calcaire mésozoïque à la base du synclinal du Bas-Agly, avec une direction d'étirement N20 similaire à celle affectant le socle métamorphique, ont conduit [Delay \(1989\)](#) et [Vauchez et al. \(2013\)](#) pour suggérer qu'une partie du cisaillement ductile dans le socle d'Agly peut être attribuée à l'extension du Crétacé. Plus récemment, [Odlum et Stockli \(2019\)](#) ont montré que les âges d'apatite U-Pb du côté sud et de la partie la plus profonde du massif de l'Agly ont été réinitialisés entre 113 et 123 Ma tandis que ceux situés au nord ont conservé les âges varisques tardifs. Cette différence d'histoire thermique les a conduits à suggérer que les gneiss à haute teneur de la partie sud du massif font partie de la croûte inférieure et ont été exhumés et juxtaposés aux micaschistes de la partie nord du massif, interprétés comme la croûte supérieure, au début de l'extension du Crétacé.

Le socle paléozoïque est découpé par des failles de tendance EW à NW-SE fortement inclinées interprétées comme d'anciennes failles sinistres formées lors de l'ouverture de bassins à arracher remplis de carbonates du Mésozoïque (*par exemple* le Serre de Verges, Roquo Roujo, le Serre de Cors; [Fig. 2B](#) ; [Fonteilles, 1970, 1976](#)). Ces failles majeures drainent les fluides hydrothermaux avec des températures comprises entre 300 et 550 ° C ([Fallourd et al., 2014](#); [Boulvais, 2016](#)). L'hydrothermalisme a conduit localement à une albitisation presque complète des roches paléozoïques, comme le granite de Saint Arnac et les gneiss environnants entre 110 et 95 Ma ([Poujol et coll., 2010](#)). Récemment, en utilisant la méthode (U-Th) / He sur l'apatite et le zircon dans les roches paléozoïques du Massif de l'Agly, [Ternois et coll. \(2019\)](#) ont estimé la température de l'événement thermique crétacé lié à la circulation des fluides le long des structures fragiles EW à un maximum de 300 ° C. En utilisant le RSCM, [Ducoux \(2017\)](#) a rapporté une température de 420 ° C dans les calcaires mésozoïques de Serre de Verges.

Les bassins mésozoïques bordant le Massif de l'Agly ainsi que les petits bassins tirants ont été inversés lors de la collision tertiaire, et pincés entre des failles inverses raides et sur-poussés vers le Nord. Les principales failles inversées coupant le socle paléozoïque sont du nord au sud, le Serre de Cors, le Rentadou et le Roquo Roujo ([Fig. 2B](#)) délimitant des rubans de MNP. Les failles montrent une cinématique de haut en bas et ont exhumé les blocs sud ([Delay, 1989](#)). La dernière étape de la déformation fragile se manifeste par des failles de décrochement conjuguées frappant N20 et N150 qui ont accueilli le raccourcissement pyrénéen dirigé par NS. Parmi ces failles de décrochement, la faille sinistrale de Planèzes orientée NE-SW ([Fig.2B](#)) ont peut-être déjà accueilli un déplacement important au cours du Variscan tardif et peuvent avoir été réactivés pendant la tectonique tertiaire pyrénéenne.

Dans ce qui suit, nous présentons les résultats d'une analyse structurale détaillée centrée sur la déformation variscaine, et réalisée sur l'ensemble du massif de l'Agly, avec une cartographie géologique de réévaluation, de nouvelles cartes tectoniques et des séries de coupes détaillées. Contrairement aux études précédentes, nous avons clairement identifié trois tissus de déformation Variscan nommés déformations D1, D2 et D3 responsables du profil de déformations finies actuel du MA. L'historique des déformations afin de corréliser les ensembles de données structurelles, métamorphiques, magmatiques et géochronologiques nouveaux et existants.

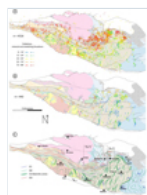


Fig. 3

Cartes du massif de l'Agly montrant les mesures de feuillages (A) et de linéations (B) de cette étude et [Delay \(1989\)](#) . (C) Carte synthétique montrant les trajectoires simplifiées de foliation des déformations D1, D2 et D3. Les zones de zoom des [figures 6, 12, 13 et 14](#) sont indiquées.

3 Géométrie globale et partitionnement des déformations dans le massif de l'Agly

Les cartes structurales de la [figure 3](#) présentent l'ensemble de données de plus de 3000 mesures de foliation et de linéation provenant de nos propres enquêtes sur le terrain et de la cartographie publiée de [Delay \(1989\)](#) . Deux zones principales sont définies: (i) un domaine sud, qui s'étend au sud d'une ligne allant d'Ansignan aux villages de Latour-de-France, où la foliation est modérément à légèrement pendante et la linéation d'étirement et d'étirement minéral évolue constamment N20; (ii) un domaine nordique où les feuillages sont fortement inclinés à la verticale et généralement dirigés EW ([figures 3A - 3C](#)). Cependant, les observations microstructurales et les données structurales suggèrent que le schéma global de déformations finies du massif de l'Agly résulte de la superposition de trois déformations ductiles majeures, nommées D1, D2 et D3, et d'une déformation locale D4 qui n'est présente qu'au voisinage du Marge Est du granite de Saint-Arnac (*cf.* [section 4.2](#)). Dans ce schéma, les domaines sud et nord sont principalement dominés par la foliation S2 et la foliation S3 à forte inclinaison, respectivement ([Fig. 3](#)). Nous documentons en outre les relations géométriques entre D1, D2, D3 et D4 et leur cinématique dans des domaines clés avec une cartographie structurale détaillée et des analyses de déformation, en nous concentrant sur les relations entre la déformation, le métamorphisme, la fusion partielle et la mise en place du magma.

3.1 Déformation D1

Les tissus D1 sont observés dans l'ensemble du massif comme une déformation relictuelle préservée des retouches D2 ou D3. Dans la partie orientale du domaine sud, où des schistes de bas grade sont exposés à l'est de Caladroy et Latour de France, les tissus planaires D1 correspondent à un S1, majoritairement parallèle à la litière sédimentaire, qui est majoritairement concordant au plat couché S2 (Fig.4 stéréogrammes 1 et 2). La relation S0-1 / S2 est mieux observée sur les charnières de pliage F2 à l'échelle du centimètre au mètre dans le schiste à basse teneur (figures 6A - 6C) et les marbres du Dévonien (figure 6D). Dans la partie gneissique et migmatitique du massif, S1 est préservé dans des domaines de déformation à faible D2 en forme de lentille à l'échelle de dix à cent mètres sous forme de foliation S1 à pente modérée à forte et de tendance NE-SW à NW-SE (Fig. et 7). Dans ces domaines lenticulaires, la foliation S2 à plat est omniprésente mais reste faible.

La surface enveloppante S1 est orientée NW-SE (principalement N150E) et plonge fortement à modérément vers le NE avec un étirement et une linéation minérale L1 plongeant doucement SE. S1 est généralement plié et transposé par S2 (figures 4 , 6 et 7). Dans le schiste à faible teneur de la partie orientale du domaine sud, S1 et S2 sont définis par un alignement préférentiel de chlorite, de mica blanc et de biotite (figure 6B). Dans l'infrastructure, les feuillages S1 et S2 sont délimités par de la biotite et des agrégats quartzo-feldspathiques allongés ou des minéraux péritectiques comme la cordiérite ou le grenat (figures 6F et 6G). Les assemblages minéralogiques qui définissent les tissus planaires et linéaires D1 sont similaires aux paragenèses D2, empêchant toute distinction D1 / D2 basée sur des caractères métamorphiques.

Le motif géométrique S1-S2 à grande échelle est mieux observé le long d'une coupe transversale orientée E – W (figures 5 et 7B) formant une enveloppe de feuilletage qui ondule avec deux orientations prédominantes. Ce schéma est bien marqué dans la partie sud du massif où plusieurs auteurs ont mentionné ou représenté des plis à l'échelle de la carte avec axe de tendance NS (Delay, 1989 ; Berger *et al.* , 1993 ; Tournaire Guille *et al.* , 2018). Delay (1989) a proposé que ces plis aient été formés par la mise en place de la charnockite d'Ansignan, en contradiction avec la concordance entre la foliation magmatique et la foliation du country-rock (cf. section 4.1). Dans cette zone, les lentilles à faible déformation D2 sont plus grandes et plus nombreuses (Fig. 7), formant des alternances entre S1 raide et S2 presque horizontal (Fig. 5 et 7). Des vestiges de D1 conservés dans le domaine D3 sont observés à l'extrémité est du corridor de déformation D3 et au sud-ouest du pluton de Saint-Arnac.

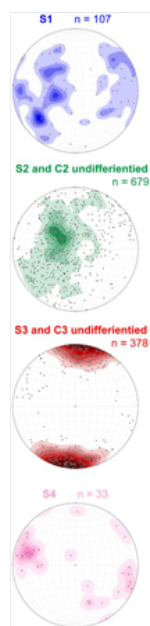


Fig. 4

Pôles de tissus plans de chaque déformation (D1, D2, D3 et D4) tracés dans les stéréogrammes Wulff de l'hémisphère inférieure. Seules les données avec une affiliation claire à l'une des quatre déformations sont représentées.

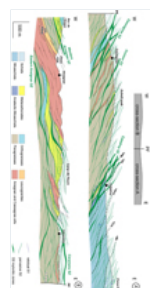
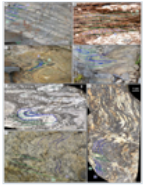


Fig. 5

EW Coupes transversales du massif de l'Agly. (A) côté est de la faille de Planèzes. (B) Partie sud du Massif de l'Agly, sur le versant ouest de la faille de Planèzes. (PM: fusion partielle).

Fig. 6



Affleurements et microphotographies montrant les relations D1 / D2. Dans les schistes de Força Réal, (A) S2 en couches quarzites S0-1; (B) des restes de S1 en section mince, S1 porte des chlorites et des muscovites, et S2 des muscovites et des biotites; F2 plis en (C) schistes de Força Réal, (D) billes dévoniennes, (E) paragneiss migmatitique. (F) Plis F2 dans le paragneiss migmatitique, les cordiérites sont cristallisées parallèlement à S2 à l'intérieur des leucosomes contemporains avec une déformation D2. (G) Plis F2 dans le paragneiss migmatitique avec des injections de fusion parallèles à S2.



Fig. 7

Structure détaillée de la partie sud du massif des environs du village de Caramany. (A) Carte des feuillages et de leurs trajectoires. (B) Coupe transversale.

3.2 Déformation D2

Dans tout le massif, D2 est défini par une foliation S2 plane et omniprésente qui détient un étirement de tendance N10-20 et une linéation minérale L2 (figures 4 , 5 et 8). Comme décrit à l'origine par [Pascal et coll. \(1976\)](#) , de nombreux plis F2 retravaillant S1 avec un plan axial S2 comme schistosité et axe de pli communément parallèles L2 sont observés dans les gneiss et micaschists. Dans la partie orientale du massif, la foliation S2 est parallèle aux isogrades métamorphiques caractéristiques des gradients métamorphiques HT-LP (biotite-in, cordiérite-in, andalousite-in, sillimanite-in, muscovite-out et fondre isogrades). La L2 est délimitée par un alignement préférentiel de la biotite, une ombre de pression autour des sulfures ou des porphyroblastes allongés de cordiérite et d'andalousite (Fig.8). Dans l'infrastructure, S2 est défini par une stratification gneissique et migmatitique. De nombreux leucosomes granitiques sont parallèles à S2 ou pénètrent le long du plan axial du pli F2, mais sans aucune déformation plastique interne, ce qui plaide pour une déformation syn-migmatitique D2. La foliation migmatitique possède une linéation L2 marquée par un alignement préférentiel des agrégats de biotite +/- sillimanite. Ces observations indiquent que D2 était contemporain avec le métamorphisme HT-LP (M2).

Les critères de cisaillement le long de L2 sont cohérents avec un cisaillement massif du haut vers le nord. Des zones localisées à forte déformation D2 (C2) sont observées sous forme de zones de cisaillement mylonitique à ultramylonitique de quelques centimètres à dix mètres de large dans tout le pieu structural. Ils sont parallèles ou légèrement obliques à la foliation S2 principale (Fig. 9). Ces zones de cisaillement C2 forment un réseau anastomosé qui sépare les domaines de déformation D2-moderée en forme de lentille. Dans l'infrastructure, nous avons observé d'importantes zones de cisaillement C2 qui forment des couloirs de forte déformation de mylonites anastomosées de 20 à 30 mètres d'épaisseur appelées zones de cisaillement Cuxous, Caramany, ouest d'Ansignan et est d'Ansignan (Fig. 3 et 5). Une autre zone de cisaillement majeure (zone de cisaillement de Caladroy, [Bouhallier et al. , 1991](#)) se situe à l'interface entre l'infrastructure et la suprastructure. Les zones de C2 L2 portent un étirement minéral bien défini linéation parallèle à celle des domaines à faible contrainte formés par des agrégats allongé et recristallisés Bt + Qtz + Kfs, avec une direction N20 visible (Fig. 8). Les indicateurs cinématiques suggèrent un cisaillement principal du haut vers le nord observé soit dans l'infrastructure, soit dans la suprastructure (Fig. 9). Les zones de cisaillement mylonitique C2 sont souvent affectées en interne par des bandes de cisaillement C 'qui présentent un sens de cisaillement similaire du haut vers le nord. Bien que le cisaillement du haut vers le nord soit la cinématique la plus visible, le cisaillement de haut vers le sud est également signalé à différents endroits du massif et est interprété comme des failles conjuguées (ex: [Bouhallier et al. , 1991](#); [Olivier et al. , 2004](#)).

Dans les roches les plus profondes de l'infrastructure, les gradients de déformation à travers les zones de cisaillement C2 montrent que la texture mylonitique s'est développée progressivement à partir de la foliation migmatitique sans changements significatifs dans les assemblages métamorphiques (Fig.10). La recristallisation dynamique des phases migmatitiques a produit des couches d'assemblage à grains très fins Qtz + Kfs + Bt + Grt ± Sil ± Crd ± Opx. L'écoulement plastique s'accompagne d'une fracturation fragile des grands feldspaths K, grenats et orthopyroxènes (le cas échéant). La fracturation fragile et le boudinage des porphyroblastes se sont développés en présence d'eau et sont responsables d'une rétrogression locale à haute température avec la cristallisation de l'assemblage syn-cinématique Bt + Sil + Qtz. Bien que localisée, la déformation mylonitique est répartie de manière homogène sur tout le domaine gneissique et migmatitique.

Dans les niveaux structuraux supérieurs de l'infrastructure, le long des zones de forte déformation de Cassagnes, Cuxous et Caladroy, les tissus mylonitiques sont caractérisés par une matrice à grains fins d'agrégats de quartz déformés plastiquement qui recouvre les feldspaths cataclasés (Fig.10). Le quartz se déforme plastiquement alors que la cataclase du mégacryste feldspathique, l'imbrication et le boudinage sont courantes. Les cols Boudin montrent une croissance syn-cinématique de la biotite. Dans la foliation ultramylonitique, la granulométrie quartz-feldspath est très faible (5-10 µm) et les traînées de grenats

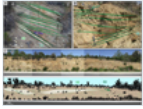
fracturés présentent une rétro-morphose rare et faible avec l'assemblage Bt + Chl + Qtz. Dans certains échantillons, le chlorite semble être post-cinématique en raison d'une altération tardive de la biotite.

Fig. 8



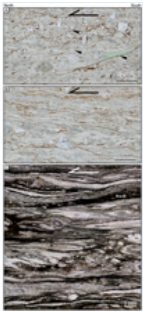
Caractéristiques de l'étirement L2 et de la linéation minérale. (A) linéations L2 tracées dans l'hémisphère inférieur stéréogramme Wulf. (B) L2 marqué par les andalousites dans les micaschistes. L2 dans les paragneiss mylonitiques des zones de cisaillement (C) Caladroy et (D) Cuxous. Les mesures de champ sont données dans la direction N; plongez sur les photos.

Fig. 9



Relations C / CS lors de la déformation D2 avec une cinématique de haut en bas dans les paragneiss (A et C) et dans les micaschistes (B).

Fig. 10



Coupes minces d'un gradient de déformation D2 dans des paragneiss de la partie orientale du massif, près de Caladroy avec une cinématique de haut en bas. (A) déformation à faible déformation avec des mylonites locales indiquées par des flèches noires; (B) mylonitisation généralisée à l'ensemble de la roche; (C) texture ultramylonitique avec assemblages Qtz - Kfs - Bt - Sil (lumière normale polarisée).

3.3 La «zone de déformation de Tournefort» D3 (TDZ)

Dans la partie Nord du massif, la foliation S2 est affectée par une déformation D3 localisée le long d'une zone de tendance EW et de 4 km de large, appelée zone de déformation de Tournefort (TDZ). La TDZ traverse tout le massif d'ouest en est (fig. 3 et 11) formant des tissus plans subverticaux D3 avec des frappes allant de ENE-WSW à ESE-WNW (fig. 4). L'intrusion dioritique de Tournefort est également affectée par cette déformation D3. La TDZ est coupée par le système de failles des Planèzes Variscains Tardifs qui induit un déport sinistral global d'environ 3 km en vue cartographique (Fig. 2B et 3).

Un gradient de déformation peut être observé depuis les marges jusqu'au cœur de la TDZ (Fig. 11). Les marges D3 TDZ sont caractérisées par un repliement progressif de la foliation S2 initialement peu profonde et inclinée vers l'est dans une direction NE-SW avec un pendage plus prononcé (Fig. 11). Les marges du D3 TDZ montrent des plis F3 avec une surface axiale de frappe NE-SW raide et des axes faiblement plongeants (figures 12A - 12C et 13C). Les plans axiaux F3 peuvent être associés au développement d'un clivage subvertical S3 NE-SW, comme dans le calcaire Dévonien (Fig. 12B).

Avec l'augmentation de la déformation D3 vers le noyau du TDZ, les plis F3 deviennent plus serrés conduisant à l'intensification du clivage S3 avec une frappe EW. Les linéations d'étirement des minéraux L3 sont très rares et ont une plongée variable (Fig. 12D). Dans les coupes parallèles à la linéation d'étirement (plan principal de déformation XZ) où elle est horizontale, les critères cinématiques dextre D3 sont reconnus dans les micaschistes sous forme de tissus SC et de clastes de feldspath sigma dans les gneiss (Fig.12C).

Dans la TDZ, deux ensembles de zones de cisaillement dextre subvertical centimétrique à décimétrique sont observés avec N120 et quelques directions N90 (Fig. 13C). Les zones de cisaillement N120 sont situées principalement au cœur de la TDZ. L'inflexion de S2-S3 / C3 observée le long de ces zones de cisaillement est cohérente avec un cisaillement dextre apparent. À l'est de la diorite de Tournefort et à l'ouest jusqu'au granite de Saint-Arnac, la direction EW frappant S3 est transposée en zones de cisaillement de tendance NW-SE (~ N120) et met également en évidence un cisaillement dextre apparent (Fig. 3). L'étalement NE-SW à NW-SE des pôles de tissus plans D3 (c'est-à-dire S2-S3 / C3) sur les stéréogrammes de (figures 4 et 13) est expliqué par le gradient de déformation D3 (figure 13C).

Entre Planèze et Latour-de-France, la foliation S2 légèrement inclinée vers l'est tourne progressivement à une échelle kilométrique vers une orientation EW et sub-v verticale et forme un pli F3 kilométrique (Fig.14). La foliation S3 est rare et peu répandue dans cette zone (non représentée sur la figure 14), alors qu'elle est pénétrante dans la partie ouest du dôme (figures 14C et 14D). Il est à noter qu'avec le réseau anastomosant D2, les mylonites et ultramylonites S2 et L2 sont également affectés par le pliage D3 (Fig. 14).

On observe un élargissement et une intensification de D3 depuis le domaine supérieur, *c'est-à-dire la zone de LaTour-de-Fance*, vers le domaine inférieur, *c'est-à-dire les abords du village de Saint Martin* où tous les tissus plans se transposent en S3

Un gradient vertical de déformation est également observé dans la TDZ. En effet, D3 est plus développé dans les infrastructures de la partie ouest du massif que dans la suprastructure de la partie orientale. Dans l'infrastructure entre les villages d'Ansignan et de Saint-Martin, tous les tissus planaires sont transposés en S3. Dans les niveaux structurels supérieurs de la suprastructure (*c'est-à-dire les marbres dévoniens et les schistes siluriens*), le D3 est moins envahissant et forme des plis kilométriques (*cf. section suivante*). Le long de la TDZ au sud de la diorite de Tournefort, D3 crée une synform pincée qui s'ouvre comme une structure en éventail vers l'est.

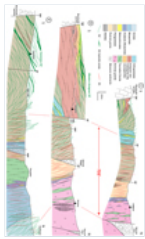


Fig. 11

Coupe transversale NS à travers le massif de l'Agly. (C) Partie ouest du massif. (D) Coupe transversale à travers la charnockite d'Ansignan et Serre de Vergès avec des roches mésozoïques pincées. (E) Coupe transversale à travers la diorite de Tournefort. TDZ: Zone de déformation de Tournefort.

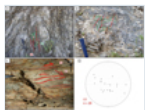


Fig. 12

Structures de déformation D3. F3 plis en (A) paragneiss et (B) billes «calc-schiste» du Dévonien. (C) Cinématique Dextrale dans les micaschistes avec des relations de structures C / S. (D) Linéations L3 tracées dans le stéréogramme Wulf de l'hémisphère inférieur.

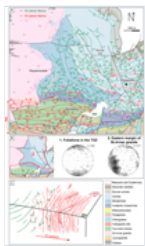


Fig. 13

Structure détaillée de la marge Est du granite de Saint-Arnac avec: (A) carte des feuillages et de leurs trajectoires. (B) Pôles de tissus plans indifférenciés (filet Wulf hémisphère inférieur) de la TDZ et de la marge orientale du granite de Saint-Arnac. (F) Esquisse du gradient de déformation de la TDZ.

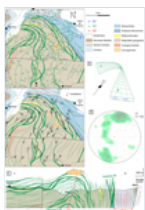


Fig. 14

Structure détaillée de la partie nord-est du massif dans la région de Latour-de-France. (A) Carte des feuillages et de leurs trajectoires. (B) croquis 3D de la forme générale de la foliation S2. (C) Carte des linéations L2 et (D) stéréogramme L2 de la zone. (E) Coupe transversale NS à travers la structure Latour-de-France montrant les relations S2 / S3. Ils s'alignent sur un stéréogramme et indiquent un pli d'axe de tendance EW plongeant vers l'Est.

3.4 Brouillage D2 / D3 dans la zone de Roque Courbe

Au nord des villages de Planèzes et Rasiguères, au niveau de la «Roque Courbe» (littéralement «le rocher courbe» en anglais), les marbres du Dévonien et les schistes silurien-ordovicien présentent une polarité inversée, avec des schistes ordoviciens au sommet des marbres du Dévonien, observés sur le versant sud de la Roque Courbe près de Planèzes et dans le synclinal de La Peyrière D3 (Fig. 15B et 15D). Les reliques de charnières à pli F2 synfolial centimètre à décimètre sont bien conservées dans les billes (Fig.6D). La déformation D2 a également entraîné le boudinage local des couches dolomitiques des marbres dévoniens le long d'une direction de tendance NS, ainsi que le cisaillement et l'amincissement de la partie supérieure du pieu métasédimentaire résultant en une épaisseur fortement réduite de la séquence (<20 m) et la rareté voire l'absence du schiste silurien (voir Berger *et al.*, 1993). La zone de Roque Courbe s'est formée pour la première fois lors du cisaillement D2 avec le développement d'un pli isoclinal F2 à l'échelle de l'hectomètre avec un plan axial presque horizontal et un axe de pliage de direction nord par analogie avec l'axe microstructural F2. Le pliage isoclinal D2 précoce est responsable de la polarité inversée. Par la suite, le pli isoclinal F2 a été déformé par des plis ouverts F3 avec ENE-WSW plans axiaux à inclinaison abrupte et axes plongeant doucement à modérément vers l'ENE. Le repliement F3 a conduit à la formation de l'anticlinal de Rasiguères à l'échelle de la carte et du synclinal de La Peyrière (Fig. 15). La déformation D3 a conduit au

développement d'un clivage plan axial S3 vertical mieux observé dans la branche sud de l'anticlinal F3 «Rasiguères» où l'on observe les charnières du pli hectomètre F2 et le synclinal serré «La Peyrière» (Fig. 15). La structure plissée de Roque Courbe a été interprétée comme due au tectonisme alpin (Delay, 1989) ou comme un événement d'empilement de nappes variscaines (Berger *et al.*, 1993 ; Fonteilles *et al.*, 1993). Nous l'avons interprété comme un diagramme d'interférence de plis D2 / D3 à l'échelle kilométrique (Fig. 15).

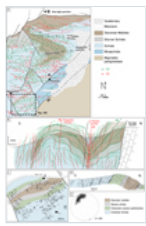


Fig. 15

(A) Carte des feuillages S2 et S3 dans la région de Roque Courbe. (B) Coupe transversale NS à travers la Roque Courbe montrant les relations S2 / S3. (C) Zone détaillée située sur la carte (A), illustrant les différentes directions des tissus planaires dans la TDZ. (D) Coupe transversale à travers la carte (C) montrant le pli F2 isoclinal dans les billes du Dévonien. (E) Pôles de tissus planaires indifférenciés tracés dans les stéréogrammes de l'hémisphère inférieur Wulf de la carte (C).

4 Schéma de déformation dans les intrusions magmatiques du Variscan tardif

4.1 Charnockite d'Ansignan et granites de Cassagnes

La charnockite d'Ansignan est mise en place dans la partie la plus profonde du Massif de l'Agly à ca. $5 \pm 0,5$ kbar et $700-900$ ° C (Vielzeuf, 1984 ; Delay, 1989 ; Siron *et al.*, 2012 , 2020 ; Fig. 5). Une foliation magmatique est définie par l'orientation préférentielle du K-feldspath et un bandage compositionnel correspondant à l'alternance de magmas charnockitiques et leucogranitiques. Ce tissu est parallèle à la foliation S2 dans le paragneiss migmatitique, plaidant pour la mise en place de syn-D2, comme déjà suggéré dans des études précédentes (Bouhallier *et al.*, 1991 ; Berger *et al.*, 1993 ; Althoff *et al.*, 1994). L'alignement préférentiel des porphyroblastes de feldspath K définit également une linéation de tendance NS, cohérente avec la direction d'étirement L2 régionale. Les enclaves de gabbro-norites contenues dans la charnockite d'Ansignan sont pour la plupart concordantes avec la foliation magmatique S2 (voir Delay, 1989 ; Berger *et al.*, 1993 ; Althoff *et al.*, 1994) et s'étirait à certains endroits vers une direction NE-SW. La déformation dans le pluton était active du stade magmatique aux conditions sous-solidus comme en témoigne l'injection de magma dans de petites bandes de cisaillement C2, et par la déformation à l'état solide des cristaux magmatiques comme le développement de rubans de quartz et la fracturation des K-feldspaths. Les granites de Cassagnes présentent le même profil de déformation que la charnockite d'Ansignan, avec une foliation S2 en pente douce et une linéation minérale L2 à tendance N10-N20 et étirante. Comme dans le laccolithe d'Ansignan, le tissu magmatique est délimité par une grande orientation préférentielle du K-feldspath. Cependant, la déformation sous-solidus D2 est plus intense dans les seuils de Cassagnes, entraînant la formation de feldspath K recristallisé allongé et la recristallisation de la matrice.

4.2 L'intrusion de Tournefort / Saint-Arnac

Les intrusions dioritiques de Tournefort et granitiques de Saint-Arnac appartiennent à un même grand complexe plutonique qui a été largement étudié d'un point de vue chimique, structural et géochronologique par Olivier *et al.* (2004, 2008). La diorite de Tournefort Hbl + Bt + Pl ± Cpx est intrusive dans les micaschistes et les gneiss anatectiques (Delay, 1989 ; figures 3C, 11C et 13A). Il est situé dans la zone TDZ et contient une foliation magmatique verticale faible mais pénétrante EW à NE-SW avec une linéation presque verticale (Olivier *et al.*, 2008 et figures 3C, 11C et 13A). La foliation magmatique est définie par l'alignement préféré de la biotite et de la hornblende et la stratification compositionnelle. Localement, la foliation magmatique est affectée par des zones de forte déformation verticales localisées de quelques mètres de large développées dans des conditions à l'état solide (Fig. 13A). Le modèle de déformation magmatique et à l'état solide est cohérent avec la déformation D3.

Comme précédemment documenté par Delay (1989) et Olivier *et al.* (2008), l'intrusion de diorite de Tournefort a induit une fusion partielle locale des micaschistes environnants qui présentent des plis serrés F3 et un clivage de crénelage EW S3. A quelques dizaines de mètres de la diorite, le métamorphisme de contact dans les micaschistes était également responsable de la cristallisation de l'andalousite orientée préférentiellement parallèlement à la foliation raide S3. Cela suggère que la mise en place de la diorite et le métamorphisme de contact associé sont contemporains de la déformation D3 pendant le développement de la TDZ (figures 4, 13A et 13B). Néanmoins, les micaschistes anatectiques au voisinage de la diorite n'ont pas d'injections magmatiques dans leurs plans axiaux F3, tous les leucosomes sont repliés par le D3, ce qui indique que le D3 affectant les micaschistes s'est produit dans des conditions sous-solidus. Ainsi, D3 peut avoir été actif à plusieurs stades, des conditions supra à sous-solidus.

Le granite de Saint-Arnac présente une faible foliation magmatique marquée par l'orientation privilégiée de la biotite et du K-feldspath ([Olivier et al. , 2008](#)). Le pluton contient de nombreux xénolithes métriques de micaschistes et d'enclaves mafiques orientés parallèlement à la foliation. Dans les parties ouest et sud-est du pluton, les xénolithes et les enclaves mafiques définissent une tendance EW et une foliation verticale. L'intrusion granitique de Saint-Arnac déforme et coupe les isogrades M2 ([Fig. 2](#)). Il est également responsable d'un faible métamorphisme de contact des schistes et micaschistes environnants avec la cristallisation de gros flocons de muscovite post-cinématiques et sécants sur la foliation S2 ([Delay, 1989](#) ; [Berger et al., 1993](#)). Ces observations indiquent que le pluton de Saint-Arnac est postérieur au pic M2. Dans la partie nord du massif de l'Agly, l'énorme quantité de magma qui pénètre dans la suprastructure est responsable de la déformation et de la réorientation de S2 d'une orientation subhorizontale à une direction NW-SE plongeant fortement vers le NE sur plusieurs centaines de mètres ([Fig. 13A](#) et [13B](#) ; [Retard, 1989](#)). Les schistes et micaschistes, situés au voisinage de la marge orientale du pluton, sont affectés par une déformation D4, caractérisée par des plis centimétriques (F4) de S2 avec une tendance NNE-SSW et des plans axiaux à forte inclinaison. Les charnières pliantes sont verticales ou plongent fortement vers l'Est. Localement, le pliage F4 est associé au développement d'un tissu plan axial non omniprésent S4 qui est sous-vertical avec un azimut N20, sans linéation minérale visible ou d'étirement. Le contact entre le D4 et le D3 TDZ forme un point triple ([Fig. 13A](#)). De telles déformations et réorientations de feuillages ont été décrites pour plusieurs emplacements de plutons pyrénéens avec des paramètres transcourants dextre (ex. [Gleizes et al., 1998b, 2001, 2006](#); [Auréjac et al., 2004](#)).

Basé sur l'anisotropie de la sensibilité magnétique (AMS) sur le Saint-Arnac, [Olivier et al. \(2008\)](#) ont proposé que le pluton se soit installé pendant un régime transpressif. Cette transpression dextre est documentée dans la plupart des emplacements de plutons de la zone axiale ([Leblanc et al., 1993](#); [Gleizes et al., 1998b, 2006](#); [Olivier et al., 1999, 2016](#); [Auréjac et al., 2004](#); [Hilario Orús, 2004](#) ;[Román-Berdiel et coll. , 2004 ,2006](#); [Antolín-Tomás et coll. , 2009](#) ;[Izquierdo-Llavall et coll. , 2012](#)), ainsi que dans deux plutons du NPZ (Lacourt:[Gleizes et al., 1992](#); Pic des Trois-Seigneurs: [Leblanc et coll. , 1996](#)). Sur la base de ces observations et études, certaines intrusions du pluton de Saint-Arnac peuvent avoir eu lieu au cours d'un cadre transcourant dextre, qui peut correspondre au D3. Néanmoins, les linéations AMS dans la partie nord du pluton sont N20, ce qui peut indiquer une mise en place synchrone avec le D2.

4.3 Les leucogranites grenat

Un troisième type d'intrusion magmatique est représenté par les leucogranites grenat qui forment des seuils et des dykes de quelques centimètres à des dizaines de mètres de large. Le dyke de leucogranite qui pousse à l'est de l'intrusion de Saint-Arnac ([Fig. 13A](#)) et le pluton de leucogranite au sud du village de Latour-de-France ([Fig. 14A](#)) sont particulièrement intéressants . Dans les deux localités, les leucogranites sont composés de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase, de biotite, de muscovite et de grenat. Le dyke est de Saint-Arnac traverse les feuillages S2-S3 et postdate la déformation D3 précoce ([Fig. 13A](#)). La leucogranite de Latour-de-France est située dans une charnière à pli D3 ([Fig.14A](#)) et ne montre pas de déformation visible à l'état solide. Mais, des microstructures comme les microfractures dans les mégacrystes de feldspath remplis de quartz, le remplacement des marges du feldspath K par des myrmekites et la déformation plastique du quartz avec extinction de l'échiquier suggèrent que la leucogranite a été déformée dans des conditions sub-magmatiques à haute température ([Marble, 1971](#) ;[Hibbard, 1987](#) ;[Vernon, 1991, 2000](#); [Bouchez et al., 1992, 2006](#); [Pawley et Collins, 2002](#)). Nous suggérons que la leucogranite grenat Latour-de-France se soit mise en place après déformation D2, probablement au cours de la dernière étape de la déformation D3.

4.4 Pegmatites

Des pegmatites abondantes sont observées du haut des gneiss migmatitiques jusqu'aux micaschistes de l'Ordovicien à cordiérite. Les pegmatites forment à la fois des dykes concordants et discordants et des corps en forme de lentilles dont la taille varie de quelques décimètres à plusieurs 10 mètres. Ces corps sont interprétés comme étant le résultat de l'ascension de la masse fondue de silicate hydraté résiduel provenant de la cristallisation de la masse fondue anatectique de l'infrastructure migmatitique. L'assemblage minéralogique de pegmatite est constitué de $Qtz + Kfs + Pl + Ms \pm Bt \pm Tur$. Certaines pegmatites traversent la foliation S2 et ne sont pas déformées tandis que d'autres sont boudinées dans des tissus mylonitiques D2. Les relations mutuellement transversales entre les pegmatites et les linéations d'étirement S2 et N20 dans les mylonites D2 suggèrent un âge syn à D2 tardif pour la mise en place des pegmatites.

5 Discussion

5.1 Impact de l'éclaircie crétacée et tectonique alpine sur le socle gneissique du massif de l'Agly.

Le massif de l'Agly appartient à la zone nord pyrénéenne (NPZ) qui a été récemment interprétée comme un analogue de la marge passive moderne ([Lagabrielle et Bodinier, 2008](#) ;[Jammes et al., 2009](#); [Debroas et al., 2010](#); [Lagabrielle et al., 2010](#); [Clerc, 2012](#); [Clerc et al., 2012, 2013](#); [Masini et coll. , 2014](#)). Ce modèle tectono-

métamorphique est soutenu par un métamorphisme HT / LP enregistré dans les sédiments du Mésozoïque atteignant jusqu'à 550 ° C dans les Pyrénées orientales au sein de bassins inversés à orientation EW (Synclinal de Boucheville et Bas-Agly, Fig.1). Il est proposé que ce métamorphisme de haute qualité soit associé à un amincissement crustal significatif du Crétacé, atteignant localement jusqu'à l'ouverture du manteau sous-continentale (Clerc *et al.* , 2015). Au sud de l'AM, cet événement pyrénéen HT / LP lié à un amincissement crustal était suffisamment fort pour impliquer une fusion partielle des roches crustales sous le bassin de Boucheville (Chelalou *et al.* , 2016). Une question raisonnable se pose quant à l'impact thermomécanique de la tectonique extensionnelle crétacée et du métamorphisme sur le socle variscain du massif de l'Agly. Certaines mylonites localisées dans le socle gneissique ont été considérées comme crétacées (Paquet *et Mansy*, 1991 ; Vauchez *et al.* , 2013). Les résultats de l'apatite U-Pb conduisent Odlum *et Stockli* (2019) à proposer l'existence d'une zone de cisaillement à haute température située sous le pluton de Saint-Arnac qui était responsable (1) de l'amincissement du Crétacé lors du boudinage à l'échelle crustale et du rétrécissement de la croûte continentale, et (2) le gradient de température élevé apparent actuel dans le massif. En accord avec Bouhallier *et al.* (1991) nos observations sur le terrain démontrent que la déformation extensionnelle s'est produite conjointement avec la migmatisation variscaine et les intrusions granitoides qui ont donné des âges à env. 307 Ma (Tournaire Guille *et al.* , 2018). La mise en place du pluton de Saint-Arnac à 304 ± 5 Ma (Olivier *et al.* , 2008) a conduit à la réorientation locale de S2 dans les micaschistes et induit un métamorphisme de contact coupant les isogrades M2 (Fontailles *et al.* , 1993 ; Olivier *et al.* , 2008).

Suivant Corre *et coll.* (2018) , nous suggérons que le rifting crétacé conduisant à un fort amincissement de la croûte continentale et au dégagement du manteau sous-continentale est limité au fond des bassins crétacés et n'a pas affecté le sous-sol variscain qui recouvre le massif de l'Agly. Des études thermochronologiques et RSCM récentes ont rapporté que les températures crétacées mesurées dans les roches du Paléozoïque de l'Agly ne dépassaient pas 450 ° C et ne pouvaient pas rendre compte des assemblages minéralogiques HT-LP induits par le métamorphisme M2 dans les gneiss d'Agly (Boulvais, 2016 ; Ducoux, 2017 ; Ternois *et al.* , 2019). Des circulations de fluide hydrothermal dans le sous-sol, sans évidence claire d'altération métasomatique, sont également attendues et pourraient avoir été à l'origine de la réinitialisation complète ou partielle des systèmes isotopiques U-Th-Pb de monazite et d'apatite observés dans le gneiss du sud partie du massif de l'Agly, à proximité du bassin de Boucheville (Odlum *et Stockli*, 2019).

5.2 Réévaluation de la structure variscaine du massif de l'Agly

Le socle variscain du massif de l'Agly est couramment décrit par une seule enveloppe de foliation qui dessine une structure en demi-dôme (*ex.* Delay, 1989 ; Olivier *et al.* , 2004 ; Tournaire Guille *et al.* , 2018). A l'inverse, nous proposons que l'AM résulte de la superposition de trois déformations D1, D2 et D3 correspondant respectivement à un épaissement crustal, un collapsus orogénique extensionnel et une transpression tardive.

Dans les massifs variscains des Pyrénées, des vestiges de conditions métamorphiques baroviennes anciennes ont été documentés (Fontailles *et al.* , 1964; Besson, 1974; Roux, 1977; Azambre *et Ravier*, 1978 ;Vielzeuf, 1980 ; Vielzeuf, 1984 ;Ayora *et coll.* , 1993 ;Azambre and Guitard, 2001; de Hoym de Marien *et al.* , 2018) that might be related to crustal thickening (Bouhallier *et al.* , 1991; Carreras and Capella, 1994; Matte, 2002; Vilà *et al.* , 2007; Denèle *et al.* , 2009, 2014; Laumonier *et al.* , 2010; Aguilar *et al.* , 2015). Dans le massif de l'Agly, nous documentons un événement de déformation D1 caractérisé par une foliation S1 ~ NS frappante et modérément pendante. Le S1 fortement incliné peut expliquer une période précoce de contraction crustale. Les assemblages minéraux observés au sein des tissus D1 ne permettent pas de distinguer le métamorphisme M1 du métamorphisme M2 à haute teneur. La description des reliques de cyanite dans le massif de l'Agly par Fontailles (1970) et Fontailles *et Guitard* (1971) nous a conduit à supposer que l'Agly aurait pu être affecté par un léger épaissement crustal lors de la contraction crustale D1. Un tissu planaire précoce avec la même orientation que le S1 est documenté dans le Cap de Creus et est également attribué à un stade d'épaissement crustal (Druguet, 1997, 2001).

Les âges rapportés pour l'épaissement crustal D1 varient entre 340 et 320 Ma. Mezger *et Gerdes* (2016) ont obtenu des âges de ca. 339–337 Ma des plutons de Soulcem et Bossost interprétés pour dater le stade d'épaissement. Denèle *et coll.* (2014) ont proposé un âge d'épaissement D1 entre 323 et 308 Ma basé sur une synthèse des travaux antérieurs sur la zone axiale. Lemirre (2016) a obtenu plusieurs dates autour de 320 Ma du NPZ (massifs de Castillon et Bessède) et a proposé de les relier à l'épaissement crustal précoce.

La déformation principale dans le massif de l'Agly est enregistrée par le développement d'une foliation S2 à faible pendage avec une linéation d'étirement dirigée N20 ° E bien visible et un cisaillement normal dominant de haut en nord. La déformation D2 a retravaillé une foliation S1 précoce conservée dans les zones de faible déformation D2. Il en résulte une ondulation à l'échelle du kilomètre de tendance NS observée le long d'un profil EW, en réponse à la superposition de D1 et D2 plutôt qu'au pliage d'une seule foliation à faible pendage (S2) comme cela a été documenté précédemment (Delay, 1989 ; Berger *et al.* , 1993 ; Tournaire Guille *et al.* , 2018).

Dans l'infrastructure, les conditions de haute température ($T > 550$ ° C) de la déformation D2 sont attestées par l'assemblage minéralogique syn-cinématique quartz-biotite-sillimanite observé dans les zones de

cisaillement normal D2 mylonitique à ultramylonitique dans les gneiss (Paquet et Delay, 1989 ; Siron *et coll.* , 2012 , 2020) et par l'état magmatique à solide du D2 dans la charnockite d'Ansignan (Althoff *et al.* , 1994). Les feuillages S2 sont parallèles aux isogrades métamorphiques HT-LP et à la stratification migmatitique, et la L2 est délimitée par un alignement préférentiel des minéraux de ce métamorphisme HT-LP (Fig.7). Ces observations indiquent que le cisaillement D2 s'est développé à partir du métamorphisme maximal (dans des conditions suprasolidus) vers des conditions de faciès amphibolite subsolidus le long d'une évolution rétrograde PT comme précédemment observé dans le massif de Saint Barthélémy (de Saint Blanquat *et al.* , 1990).

Ces zones de forte déformation D2 sont responsables de l'amincissement important du massif et de la juxtaposition de différents niveaux structuraux le long des principales zones de forte déformation, comme le Caladroy SZ à l'interface entre l'infrastructure et la suprastructure (This study, Delay, 1989 ; Bouhallier *et al.* , 1991 ; Siron *et al.* , 2012 , 2020) et les zones de cisaillement Cuxous, Cassagnes, Est et Ouest Ansignan dans l'infrastructure partiellement fondue (Cette étude, Delay, 1989 ; Paquet et Mansy, 1991 ; Siron *et al.* , 2012 , 2020). Nous n'avons pas observé la limite inférieure du domaine S2 et il est probable que l'amincissement D2 se poursuive vers le bas au niveau structurel inférieur. La déformation D2 représente une large zone d'amincissement ductile qui s'étale sur l'ensemble du pieu tectonique. Une partie importante de l'amincissement a probablement été prise en charge lors du refroidissement rétrograde le long de nombreuses zones de cisaillement C2 plus petites.

Le moment de D2 est limité par les données géochronologiques obtenues sur les migmatites et les granitoïdes syn-D2. Siron *et coll.* (2012 , 2020) ont rapporté des âges de monazite LA-ICP-MS U-Pb à 305 ± 4 Ma et 306 ± 2 Ma attribués à des conditions de métamorphose maximale. Tournaire Guille *et al.* (2018) donnent un âge à 299 ± 4 Ma qui peut représenter la cristallisation de la fonte migmatitique. La charnockite d'Ansignan a donné des âges LA-ICP-MS U-Pb et ID-TIMS compris entre env. 315 et 300 (Postaire, 1982 ; Respaut et Lancelot, 1983 ; Tournaire Guille *et al.* , 2018). Le granite syn-D2 Cassagnes est daté à 308 ± 3 Ma (Tournaire Guille *et al.* , 2018). Toutes ces données géochronologiques sont cohérentes et plaident pour une déformation D2 dans des conditions suprasolidus dans la gamme 315–300 Ma. Siron *et coll.* (2012 , 2020) contraignent l'historique de refroidissement entre 300 et 296 Ma.

Dans la partie nord du massif de l'Agly et le long de la limite sud du corps plutonique de St-Arnac-Tournefort, la foliation est en forte inclinaison. Paquet et Mansy (1992) attribuent cette accentuation nordique à la collision alpine alors qu'Olivier *et al.* (2004 , 2008) ont plaidé pour une inclinaison de 45° vers le nord de la partie nord du massif de l'Agly en réponse au rifting créacé et à la formation de blocs inclinés pendant la tectonique d'extension. L'hypothèse de la tectonique alpine ou créacée comme partiellement ou totalement responsable de la pentification des feuillages dans le nord de l'Agly (Paquet et Mansy, 1992 ; Olivier *et al.* , 2004 , 2008) est incompatible avec nos résultats structurels. Le domaine vertical correspond à une zone de cisaillement strié-glisement transpressionnelle à tendance EW (TDZ) responsable du pliage et de la pentification des structures D1 / D2 précédentes. Dans la partie ouest de l'AM, *c'est-à-dire* au niveau structurel le plus profond, la D3 a une largeur de plusieurs kilomètres. A l'est, *c'est-à-dire* aux niveaux structurels supérieurs du suprastrucutre, D3 se localise sous la forme d'une synform pincée. Dans le massif de l'Agly, la TDZ montre à la fois des linéations à faible et à forte plongée qui sont une caractéristique commune des zones de cisaillement transpressional (Fossen et Tikoff, 1993 ; Tikoff and Teyssier, 1994 ; Greene et Schweickert, 1995 ; Tikoff et Greene, 1997). La mise en place des plutons de Saint-Arnac et de Tournefort peut avoir occasionné un raccourcissement dirigé par NS induisant une composante de cisaillement pur de transpression dans la TDZ pendant le cisaillement dextre D3 avec des linéations L3 d'étirement subhorizontal et subvertical. La TDZ est intrusée par la diorite syn-D3 Tournefort datée à 307 ± 1 Ma et 308 ± 1 Ma (Olivier *et al.* , 2004 , 2008). Cet âge peut constituer une limite inférieure pour le cisaillement ductile de synchronisation D3. Depuis qu'elle a retravaillé les mylonites D2, la transpression D3 était toujours active après 295 Ma.

5.3 Comparaison avec les massifs varisques environnants

La position relative du massif de l'Agly par rapport à la zone axiale pyrénéenne et au massif central français dépend principalement des mouvements attribués aux FNP qui sont débattus (ex. Olivet, 1996 ; Sibuet *et al.* , 2004 ; Jammes *et al.* , 2009 ; Carreras and Druguet, 2014 ; Tugend *et coll.* , 2015). Indépendamment de l'ampleur du déplacement de la péninsule ibérique, la MA est située au nord de la NPF et devrait partager plus de caractéristiques avec les massifs NPZ et Montagne Noire (Burg *et al.* , 1994) qu'avec la zone axiale. Dans les Variscides d'Europe occidentale, l'extension du Carbonifère tardif au Permien précoce est principalement dirigée NS au nord du NPF alors qu'elle est orientée EW, *c'est-à-dire* presque parallèle à la ceinture de la zone axiale pyrénéenne (Burg *et al.* , 1994 ; Cochelin *et al.* , 2017). Aussi, à cette époque, tectonique dextre strié-glissant, largement documenté dans les zones internes et externes de l'orogène variscan (par ex. Edel *et coll.* , 2018), a largement contribué à l'écoulement de la croûte varisque épaissie et était toujours active pendant l'effondrement extensionnel (Burg *et al.* , 1994 ; Gébelin *et al.* , 2007 , 2009). Comme proposé par Cochelin (2016) , les MNP sont comparables à la partie sud du Massif central et à la Montagne Noire, où un cadre d'extension est décrit avec une cinématique NS principale (Van Den Driessche et Brun, 1992 ; Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Faure, 1995 ; Faure *et al.* , 2009 ; Pitra *et coll.* , 2012 ; Barbey *et coll.*

, 2015), contemporain avec métamorphisme HT-LP et magmatisme entre 305 et 295 Ma (Pitra *et al.*, 2012 ;Couzinié *et al.*, 2016 ;Barbey *et coll.*, 2015). Les paramètres de transtension et d'extension sont dominants dans la NPZ (Thiébaud, 1964 ; Roux, 1977 ; de Saint Blanquat, 1989 , 1993 ; de Saint Blanquat *et al.*, 1990 ; cette étude). Dans le massif de St-Barthélémy (NPZ), la mylonitisation variscaine a évolué des conditions HT vers LT et est responsable de plusieurs kilomètres d'amincissement crustal (de Saint Blanquat, 1989 , 1993 ; de Saint Blanquat *et al.*, 1990 ;Delaperrière *et al.*, 1994).

Dans la Montagne Noire (sud du massif central français), le schéma de déformation fini est le résultat d'un cisaillement dextre D2 dans l'infrastructure, contemporain avec un effondrement extensionnel D3 localisé le long du front anatectique entre 315 et 295 Ma (Pitra *et al.*, 2012 ;Rabin *et al.*, 2015 ; Roger *et al.*, 2015 ; Trap *et coll.*, 2017). Le métamorphisme HT-LP atteint 700 ° C à 0,35 GPa (Rabin *et al.*, 2015 ;Fréville *et coll.*, 2016) et est contemporain d'un événement majeur de fusion partielle et magmatique daté à env. 310 à 300 Ma (Roger *et al.*, 2015 ; Trap *et al.*, 2017).Poujol *et coll.* (2017) ont également trouvé des âges à 320 Ma et l'ont attribué à un autre événement de fusion partielle. Cet ancien événement de fusion partielle pourrait être lié et comparé aux âges de Lemirre (2016) à 320 Ma dans les MNP.

En regardant le massif de l'Agly et la zone axiale pyrénéenne, le métamorphisme est très similaire dans les deux domaines, avec des gradients métamorphiques HT-LP entre 60 et 80 ° C / km dans la suprastructure, et près des gradients isothermes dans l'infrastructure (Siron *et al.*, 2012 , 2020 ; Lemirre, 2016). Les températures sont légèrement plus élevées dans le massif de l'Agly et la NPZ que dans la zone axiale, 800–850 ° C et 700–750 ° C respectivement (Lemirre, 2016). Le métamorphisme et les âges du magmatisme sont similaires avec des estimations qui varient entre ca. 305 et 275 Ma dans le NPZ (Hart *et al.*, 2016 ; Lemirre, 2016) and at ca. 315–295 Ma in the Axial Zone (Denèle *et al.*, 2014 ; Druguet *et coll.*, 2014). Dans les Pyrénées orientales varisques, le pic d'activité magmatique est bien contraint autour de 306 Ma (Denèle *et al.*, 2014).

La principale différence entre la NPZ et la zone axiale réside dans les aspects géométriques et cinématiques. Dans la zone axiale, les linéations sont principalement parallèles à l'allongement de la ceinture et le modèle de déformation finie régionale définit une transpression dextre (*par ex.* Soliva, 1992 ; Gleizes *et coll.*, 1997 , 1998a , 2001 ; Olivier *et coll.*, 1999 , 2016 ; Román-Berdiel *et al.*, 2004 , 2006 ; Denèle *et coll.*, 2009 , 2014 ; Carreras et Druguet, 2014 ; Cochelin *et coll.*, 2017). La transpression dextre dans la zone axiale est interprétée comme le résultat de l'échappement latéral de la croûte partiellement fondue lors de la fermeture de la syntaxe ibéro-armoricaine entre ca. 305 et 295 Ma (Denèle *et al.*, 2009 ; Cochelin *et coll.*, 2017). Bien que la tectonique transpressive soit prépondérante dans la zone axiale, certaines études ont rapporté un éclaircie du Carbonifère tardif avec une direction NS à NE-SW synchrone avec le pluton de granodiorite du Carbonifère tardif mis en place à 305-310 Ma (Bouchez and Gleizes, 1995, Casas *et al.*, 2007),

Dans la NPZ, les linéations d'étirement sont principalement transversales et le profil de déformation est lié à un contexte d'extension (Bouhallier *et al.*, 1991 ; de Saint Blanquat, 1993 ; Cochelin, 2016 ; cette étude). Cependant, certaines études ont proposé que le NPM oriental et la zone axiale partagent le même événement tectonique transpressional à la fin de l'orogénèse variscaine avec une partition en domaines de zones de cisaillement dextre localisées (Carreras et Druguet, 2014). Dans les massifs des Trois-Seigneurs et de St-Barthélémy de la NPZ, peu de zones de cisaillement localisées par glissement sont attribuées à une transpression tardive dominée par une clé développée dans des conditions métamorphiques rétrogrades (Carreras et Druguet, 2014).

Le massif de l'Agly et la zone axiale orientale partagent le même modèle de déformation avec des synforms pincés entourant de larges dômes, des plutons en forme de feuille le long de l'interface infrastructure / suprastructure qui sont récemment affectés par la transpression. Carreras et Druguet (2014) ont proposé que les massifs de l'Agly, du Mouthoumet et de la Montagne Noire partagent la même transpression dominée par la compression que celle documentée dans la zone axiale.

5.4 Évolution tectonique variscaine tardive du massif de l'Agly

Dans ce qui suit, nous proposons un modèle tectonique pour l'évolution du Carbonifère moyen au Permien précoce de la croûte variscane tardive du massif de l'Agly qui décrit le passage progressif de l'effondrement gravitationnel à la transpression dextre dans un contexte de convergence syn-plaque.

L'étape initiale de notre modèle conceptuel est une croûte orogénique épaissie correspondant à une partie de la partie externe d'un plateau orogénique ayant atteint une épaisseur critique. Indépendamment de l'attitude ante-D2 de S1 qui reste inconnue, le pliage vertical D1 et une foliation S1 en forte inclinaison présentaient la croûte avant env. 315 Ma et mis en place les conditions initiales de développement du massif de l'Agly (Fig. 16A). Suite à la relaxation thermique de la croûte épaissie, la croûte médiane a atteint des conditions de fusion partielle et a commencé à s'écouler en réponse aux gradients gravitationnels. Le raccourcissement vertical et la foliation S2 peuvent avoir été initiés dans la croûte moyenne partiellement fondue et faible à une profondeur où les instabilités gravitationnelles surmontent les forces de compression horizontales (Fig.16B). Avec un amincissement continu D2, la foliation pénétrante S2 peut avoir formé une anisotropie mécanique à grande échelle et à plat dans la croûte médiane qui contrôlait la mise en place de plutons granitoides en forme de feuille alimentés par l'ascension de la fonte le long des zones de cisaillement

proto-D3 (Fig. 16C). À ce stade, la croûte supérieure-moyenne est principalement soumise à des instabilités gravitationnelles tandis que la croûte moyenne-inférieure est soumise à des forces tectoniques de compression. Nous considérons que le TDZ est apparu pour la première fois comme un TDZ proto-D3 dans l'infrastructure partiellement fondue et a agi comme une voie magmatique préférentielle menant à l'ascension des premières impulsions magmatiques de la diorite de Tournefort et du granite de Saint Arnac, mis en place entre 308 et 304 Ma à la base du domaine D2 plat (Fig.16C). Dans la croûte supérieure, l'extension syn-orogénique est obtenue par des failles normales cassantes à faible angle à l'échelle du kilomètre.

En réponse à un amincissement de la croûte et des emplacements granitoïdes en cours, le front anatectique a avancé vers le haut, entraînant un élargissement du domaine S2 plat tandis que des magmas plus évolués s'introduisaient dans la croûte supérieure de basse qualité. L'éclaircie est déplacée vers la croûte supérieure avec la croissance probable de bassins à arracher.

Après l'activité de pic thermique et magmatique et pendant le refroidissement ultérieur, l'amincissement D2 s'est localisé le long de zones de cisaillement plus discrètes formant un réseau anastomosé en forme de lentille (Fig. 16D). Certaines pegmatites tardives pénétrant les schistes de bas grade sont fortement mylonitisées tandis que d'autres ont échappé à la déformation hétérogène tardive de D2. Le D2 est maintenant limité à la croûte supérieure où des bassins dextre se sont développés dans lesquels des sédiments du Carbonifère tardif au Permien précoce se sont déposés. Dans le même temps, les zones de cisaillement antidérapantes sous transpression se développent davantage dans la croûte intermédiaire inférieure dominée par une convergence en cours.

La dernière étape correspond au raccourcissement subhorizontal D3 qui surmonte le cisaillement extensionnel. D3 a développé des plis ouverts à serrés et une foliation S3. Dans l'infrastructure, le TDZ s'est élargi et a migré vers le haut en raison du cisaillement en cours de glissement sous transpression (Fig. 16E). Une synforme pincée du schiste suprastructural et des micaschistes se développe le long de la TDZ.

Le passage progressif de l'amincissement à la transpression est attribué à la diminution des forces gravitationnelles à un stade avancé de l'effondrement extensionnel qui a été surmonté par les forces tectoniques de compression continues. Dans ce cas, une modification de la contrainte de champ lointain n'est pas nécessaire puisque le mécanisme d'entraînement est la chute des forces de gravité. Cependant, l'extension au cœur du plateau orogénique est un mécanisme moteur potentiel responsable du raccourcissement du domaine de l'avant-pays (Teyssier et coll., 2008). L'extension NS et l'écoulement latéral de la croûte partiellement fondue enregistrés dans l'effondrement du Massif Central français peuvent avoir provoqué une compression dans le massif de l'Agly. À la suite de Cochelin et al. (2017), il est probable qu'une augmentation des forces de compression se soit produite en réponse à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain et ait été responsable de la transpression dextre au début du Permien.

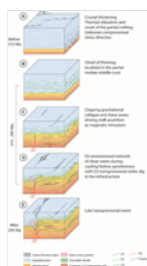


Fig. 16

Modèle tectonique montrant l'historique des déformations de la croûte orogénique du Variscan tardif dans le massif de l'Agly.

6 Conclusion

L'analyse structurale du socle varisque paléozoïque du massif de l'Agly montre que la forme apparente du dôme du massif est le résultat de la superposition de trois déformations ductiles majeures D1, D2 et D3. La déformation D1 est préservée sous forme de foliation relictuelle dans les zones de faible déformation et nous supposons qu'elle pourrait être liée à l'épaississement du Carbonifère moyen et à la construction du plateau orogénique. La déformation D2 est une déformation hétérogène non coaxiale, affectant l'ensemble du massif, qui a produit une foliation S2 faiblement pendante, et un réseau anastomosé de zones de cisaillement C2 qui ont accueilli un amincissement vertical et une extension dirigée N20. D2 est contemporain avec le métamorphisme et le plutonisme LP-HT à environ 315–295 Ma. D2 correspond à l'effondrement extensionnel de la croûte orogénique partiellement fondue dans un glissement global dextre à l'échelle de l'ensemble de la ceinture variscaine. La déformation D3 est un enregistrement de cisaillement dextre frappant EW qui a facilité et localisé l'ascension et la mise en place de la diorite de Tournefort et du granite de Saint-Arnac. D3 a survécu à D2 et est devenu compression en réponse à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain.

La déformation ductile et le métamorphisme HT observés dans le socle paléozoïque du massif de l'Agly sont liés à la tectonique du Carbonifère tardif au Permien précoce. L'extension crétacée n'a pas eu d'impact sur le

record tectono-thermique Variscan mais a été uniquement exprimée comme l'altération hydrothermale localisée le long des failles ~ N100. La collision tertiaire pyrénéenne est responsable de la poussée finale du massif de l'Agly sur le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet ainsi que du pincement local et de l'incorporation de calcaires mésozoïques faiblement métamorphosés dans le socle gneissique.

Reconnaissance

Ce travail a été soutenu par le BRGM à travers le programme Référentiel Géologique de la France (RGF). Philippe Olivier et Sébastien Ternois sont reconnaissants pour leurs échanges stimulants. Didier Convert a fourni un soutien généreux avec la préparation de sections minces. Les données structurales nouvellement acquises et complétées seront disponibles sur le site Internet du RGF (<http://rgf.brgm.fr>).

Les références

- Aguilar C, Liesa M, Castiñeiras P, Navidad M. 2013. Évolution métamorphique et magmatique varisque tardive dans les Pyrénées orientales révélée par la datation au zircon d'âge U – Pb. *J Geol Soc London* 171: 181–192.
- Aguilar C, Liesa M, Štípská P, Schulmann K, Muñoz JA, Casas JM. 2015. Évolution P – T – t – d de la croûte médiane orogénique du Massif du Roc de Frausa (Pyrénées-Orientales): résultat d'un écoulement crustal horizontal et d'un dôme carbonifère? *J Metamorph Geol* 33: 273-294.
- Althoff F, Barbey P, Pons J. 1994. La charnockite d'Ansignan et le granite de Saint-Arnac, témoins d'une extension crustale d'âge hercynien dans le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). *C R Acad Sci Paris* 319: 239–246.
- Andrieux P. 1982a. Conditions de cristallisation et évolution paragéométrique d'une charnockite hercynienne : le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées-Orientales). *B Minéral* 105: 253–266.
- Andrieux P. 1982b. La charnockite d'Ansignan (Massif d'Agly, Pyrénées Orientales). Mise en place et évolution paragéométrique. Introduction à l'étude des équilibres grenat-orthopyroxène. 3rd Cycle Thesis, Clermont-Ferrand (France), Univ. Blaise Pascal.
- Antolín-Tomás B, Román-Berdiel T, Casas-Sainz A, Gil-Peña I, Oliva B, Soto R. 2009. Etude de la structure et du tissu magnétique du granite de Marimanha (Zone axiale des Pyrénées). *Int J Earth Sci* 98: 427–441.
- Auréjac JB, Gleizes G, Diot H, Bouchez JL. 2004. Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne. *Bull Soc geol Fr* 175: 157–174.
- Ayora C, Liesa M, Delgado J. 1993. Métamorphisme hercynien à faible gradient thermique dans les Pyrénées orientales. *J Metamorph Geol* 11: 49–58.
- Azambre B, Guitard G. 2001. Disthène et staurotide reliques dans les métapélites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basses et moyennes pressions. *C R Acad Sci Paris* 333: 601–609.
- Azambre B, Ravier J. 1978. Les écaillés de gneiss du faciès granulite du Port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège), nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. *Bull Soc geol Fr* 7:221–228.
- Barbey P, Villaros A, Marignac C, Montel JM. 2015. Fusion multiphase, mise en place du magma et trajectoire PT-temps en contexte de collision tardive: l'exemple du Velay (Massif Central, France). *Bull Soc geol Fr* 186: 93–116.
- Berger GM, Fonteilles M, Leblanc D, Clauzon G, Marchal JP, Vautrelle C. 1993. Notice de la carte géologique de la France, feuille Rivesaltes (1090), scale 1:50 000. Orléans : BRGM.
- Besson M. 1974. Présence de disthène dans les gneiss du massif de l'Aston. *Bull Soc Fr Minéral Cristallogr* 97: 487–490.
- Bouchez JL, Gleizes G. 1995. Déformation en deux étapes du pluton granitique de Mont-Louis-Andorre (Pyrénées variscales) déduite de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. *J Geol Soc* 152: 669–679.
- Bouchez JL, Delas D, Gleizes G, Nedelec A, Cuney M. 1992. Microfractures submagmatiques dans les granites. *Geology* 20: 35-38.
- Bouchez JL, Nguema TMM, Esteban L, Siqueira R, Scrivener R. 2006. Le pluton granitique à tourmaline de Bodmin (Cornwall, UK): étude de tissu magnétique et inférence régionale. *J Geol Soc* 163: 607–616.

- Bouhallier H, Choukroune P, Balleve M. 1991. Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne : exemple du massif de l'agly (pyrenees-orientales, france). *C R Acad Sci Paris* 312: 647–654.
- Boulvais P. 2016. Génération de fluides dans le bassin de Boucheville suite au métamorphisme nord-pyrénéen. *CR Geosci* 348: 301–311.
- Burg JP, Vanderhaeghe O. 1993. Structures et critères de remontée dans les migmatites, avec application au dôme du Velay (Massif central français). *J Struct Geol* 15: 1293-1301.
- Burg JP, Van Den Driessche J, Brun JP. 1994. Syn- à l'extension post-épaississement dans la ceinture varisque de l'Europe occidentale: modes et conséquences structurelles. *Géologie de la France* 3: 33–51.
- Carreras J, Capella I. 1994. Niveaux tectoniques dans le socle paléozoïque des Pyrénées: un bilan et une nouvelle interprétation. *J Struct Geol* 16: 1509-1524.
- Carreras J, Druguet E. 2014. Cadrage du régime tectonique du segment variscain ibérique nord-est. *Geol Soc Spec Publ London* 405. <https://doi.org/10.1144/SP405.7> .
- Casas JM, Palacios T. 2012. Premières contraintes biostratigraphiques sur les séquences pré-oroviciennes supérieures des Pyrénées basées sur des microfossiles à parois organiques. *CR Geosci* 344: 50–56.
- Casas JM, Fernández O, Domingo F. 2007. Failles normales carbonifères dans les Pyrénées-Orientales: preuves et contraintes d'âge de l'extension varisque syn-orogénique. *Geodin Acta* 20: 385–392.
- Chelalou R. 2015. Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaires des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées. PhD thesis, Rennes (France), Univ. Rennes 1.
- Chelalou R, Nalpas T, Bousquet R, Prevost M, Lahfid A, Poujol M, *et al* . 2016. Nouvelles données sédimentologiques, structurelles et paléo-thermicité dans le bassin de Boucheville (zone nord-est des Pyrénées, France). *CR Geosci* 348: 312–321.
- Clerc C. 2012. Évolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives. PhD thesis, Paris (France), Univ. Pierre et Marie Curie – Paris VI.
- Clerc C, Lagabrielle Y. 2014. Contrôle thermique sur les modes d'amincissement crustal conduisant à l'exhumation du manteau: aperçus des paléomargins chauds pyrénéens du Crétacé. *Tectonics* 33: 1340–1359.
- Clerc C, Lagabrielle Y, Neumaier M, Reynaud JY, St Blanquat M. 2012. Exhumation de roches mantelliques sous-continentales: preuve de dépôts clastiques ultramafiques à proximité du corps de péridotite de Lherz, Pyrénées françaises. *Bull Soc geol Fr* 183: 443–459.
- Clerc C, Boulvais P, Lagabrielle Y, Blanquat M. 2013. Ophicalcites du nord de la ceinture pyrénéenne: étude de terrain, pétrographique et isotopique stable. *Int J Earth Sci* 103: 141-163.
- Clerc C, Lahfid A, Monié P, Lagabrielle Y, Chopin C. 2015. Métamorphisme à haute température lors d'un amincissement extrême de la croûte continentale: Une réévaluation de la paléomargine passive des Pyrénées Nord. *Solid Earth* 6: 643–668.
- Clerc C, Lagabrielle Y, Labaume P, Ringenbach JC, Vauchez A, Nalpas T, *et al* . 2016. Sous-sol - Découplage de la couverture et exhumation progressive des sédiments métamorphiques à la marge riftée chaude. Aperçu de l'analogie des Pyrénées du Nord-Est. *Tectonophysics* 686: 82–97.
- Cochelin B. 2016. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. PhD thesis, Toulouse (France), Univ. Paul Sabatier.
- Cochelin B, Chardon D, Denèle Y, Gumiaux C, Le Bayon B. 2017. Partitionnement des déformations verticales en croûte varisque chaude: Syn-convergence évaison des Pyrénées dans la syntaxe ibéro-armoricaine. *Bull Soc geol Fr* 188. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017206> .
- Corre B, Boulvais P, Boiron MC, Lagabrielle Y, Marasi L, Clerc C. 2018. Circulations de fluides en réponse à l'exhumation du manteau en bordure passive dans la zone nord pyrénéenne, France. *Mineral Petro* 112: 1–24.
- Couzinié S, Laurent O, Moyen JF, Zeh A, Bouilhol P, Villaros A. 2016. Magmatisme post-collisionnel: Croissance crustale non identifiée par les isotopes du zircon Hf – O. *Earth Planet Sci Lett* 456: 182–195.
- de Hoÿm de Marien L, Le Bayon B, Pitra P, Van Den Driessche J, Poujol M, Cagnard F. 2018. Métamorphisme variscain en deux étapes dans le massif du Canigou: preuves d'un épaississement crustal dans les Pyrénées. *J Metamorph Geol* 37: 863–888.

- de Saint Blanquat M. 1989. La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans le zone Nord-pyrénéenne. PhD thesis, Montpellier (France), Univ. Montpellier 2.
- de Saint Blanquat M. 1993. La faille normale ductile du massif de Saint-Barthélémy. Évolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique. *Geodin Acta* 6: 59–77.
- de Saint Blanquat M., Lardeaux JM, Brunel M. 1990. Arguments pétrologiques de la déformation extensionnelle à haute température dans la croûte variscaine pyrénéenne (Massif de Saint Barthélémy, Ariège, France). *Tectonophysics* 177: 245–262.
- Debroas EJ, Canérot J, Bilotte M. 2010. Les Brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vracconien-cénomaniens inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Geol Fr* 2: 53–64.
- Delaperrière E, de Saint-Blanquat M, Brunel M, Lancelot JR. 1994. Geochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthelemy (Pyrenees, France); discussion des âges des évènements varisques et pré-varisques. *Bull Soc geol Fr* 165: 101–112.
- Delay F. 1989. Le massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées orientales): Évolution tectono-métamorphique et exemple d'un amincissement crustal polyphasé. PhD thesis, Lille (France), Univ. Lille 1.
- Denèle Y, Olivier P, Gleizes G, Barbey P. 2009. Découplage entre la croûte moyenne et supérieure lors d'un écoulement latéral lié à la transpression: évolution variscaine du dôme Aston Gneiss (Pyrénées, France). *Tectonophysics* 477: 244–261.
- Denèle Y, Laumonier L, Paquette JL, Olivier P, Gleizes G, Barbey P. 2014. Moment de la mise en place du granite, de l'écoulement crustal et de la formation du dôme de gneiss dans le segment variscain des Pyrénées. *Geol Soc London Spec Publ* 405: 265–287.
- Dewey JF. 1988. Effondrement d'extension des orogènes. *Tectonics* 7: 1123–1139.
- Dörr W, Zulauf G. 2010. Tectonique des ascenseurs et effondrement orogénique d'un plateau de style tibétain dans les variscides européennes: le rôle de la zone de cisaillement de Bohême. *Int J Earth Sci* 99: 299–325.
- Druguet E. 1997. La structure de la péninsule NE Cap de Creus NE. Relations avec le métamorphisme et le magmatisme. Thèse de doctorat, Barcelone (Espagne), Univ. Autònoma de Barcelona.
- Druguet E. 2001. Développement de hauts gradients thermiques par transpression contemporaine et magmatisme au cours de l'orogénèse variscaine: aperçus du Cap de Creus (Pyrénées-Orientales). *Tectonophysics* 332: 275–293.
- Druguet E, Castro A, Chichorro M, Pereira MF, Fernández C. 2014. Géochronologie zircon des roches intrusives du Cap de Creus, Pyrénées Orientales. *Geol Mag* 151: 1095–1114.
- Ducoux M. 2017. Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. PhD thesis, Orléans (France), Univ. d'Orléans.
- Edel JB, Schulmann K, Lexa O, Lardeaux JM. 2018. Contraintes paléomagnétiques et tectoniques du Paléozoïque supérieur pour la fusion du supercontinent de la Pangée dans la ceinture variscaine européenne. *Earth Sci Rev* 177: 589–612.
- Fallourd S, Poujol M, Boulvais P, Paquette JL, de Saint Blanquat M, Rémy P. 2014. *Datation in situ* LA-ICP-MS U – Pb titanite du métasomatisme Na – Ca dans les ceintures orogéniques: l'exemple des Pyrénées Nord. *Int J Earth Sci* 103: 667–682.
- Faure M. 1995. Extensions carbonifères orogéniques tardives dans le Massif Central Variscan Français. *Tectonics* 14: 132–153.
- Faure M, Lardeaux JM, Ledru P. 2009. Revue de la géologie pré-permienne du Massif Central Variscan. *CR Geosci* 341: 202–213.
- Fontelles M. 1970. Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Bull BRGM* 3: 1–54.
- Fontelles M. 1976. Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). State thesis, Paris (France), Univ. Paris VI.

- Fonteilles M, Guitard G. 1971. Disthène relique et disthène hystérogène dans les terrains métamorphiques hercyniens des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *C R Acad Sci Paris* 272: 361–363.
- Fonteilles M, Guitard G, Raguin E. 1964. Sur la présence de gneiss à disthène et cordiérite dans le massif de Saint-Barthélémy (Pyrénées de l'Ariège). *CR Acad Sci Paris* 258: 3524–3525.
- Fonteilles M, Leblanc D, Clauzon G, Vaudin JL, Berger GM. 1993. Carte géologique de la France, feuille Rivesaltes (1090), scale 1:50 000. Orléans : BRGM.
- Fossen H, Tikoff B. 1993. La matrice de déformation pour cisaillement simple simultané, cisaillement pur et changement de volume, et son application à la tectonique de transpression-transtension. *J Struct Geol* 15: 413–422.
- Franke W, député Doublie, Klama K, Potel S, Wemmer K. 2011. Complexe de noyau métamorphique chaud dans un avant-pays froid. *Int J Earth Sci* 100: 753–785.
- Fréville K, Cenki-Tok B, Trap P, Rabin M, Leyreloup A, Régnier JL, *et al* . 2016. Interaction thermique de la croûte moyenne et supérieure lors de la formation du dôme de gneiss: exemple de la Montagne Noire (Massif central français). *J Metamorph Geol* 34: 447–462.
- Gébelin A, Brunel M, Monié P, Faure M, Arnaud N. 2007. Tectonique transpressionnelle et magmatisme carbonifère dans le Limousin, Massif Central, France: Etudes structurales et ⁴⁰Ar / ³⁹Ar. *Tectonics* 26. <https://doi.org/10.1029/2005TC001822> .
- Gébelin A, Roger F, Brunel M. 2009. Fusion de la croûte syntectonique et métamorphisme de haut grade en régime transpressional, Variscan Massif Central, France. *Tectonophysics* 477: 229–243.
- Gibson R. 1991. Métamorphisme régional hercynien basse pression haute température et développement de foliation subhorizontale dans le massif du Canigou, Pyrénées, France - Preuve de l'extension crustale. *Geology* 19: 380–383.
- Gleizes G, Bouchez JL, Lespinasse P, Roux L. 1992. Structure du granite de Lacourt (Arize occidentale) : une signature syntectonique de phase 2 dans l'Hercynien des Pyrénées. *Bull Soc Hist Nat Toulouse* 128: 53–57.
- Gleizes G, Leblanc D, Bouchez JL. 1997. Granites variscaïns des Pyrénées revisités: leur rôle en tant que marqueurs syntectoniques de l'orogène. *Terra Nova* 9: 38–41.
- Gleizes G, Leblanc D, Bouchez JL. 1998a. La phase principale de l'orogénie hercynienne dans les Pyrénées est une transpression dextre. *Geol Soc London Spec Publ* 135: 267–273.
- Gleizes G, Leblanc D, Santana V, Olivier O, Bouchez JL. 1998b. Structures sigmoïdales à cisaillement dextre lors de la mise en place du complexe granitique hercynien de Cauterets – Panticosa (Pyrénées). *J Struct Geol* 20: 1229–1245.
- Gleizes G, Leblanc D, Olivier P, Bouchez JL. 2001. Partitionnement des souches dans un pluton lors de la mise en place en régime transpressional: l'exemple du granite du Néouvielle (Pyrénées). *Int J Earth Sci* 90: 325–340.
- Gleizes G, Crevon G, Asrat A, Barbey P. 2006. Structure, âge et mode de mise en place du pluton hercynien Bordères-Louron (Pyrénées centrales, France). *Int J Earth Sci* 95: 1039–1052.
- Golberg JM, Leyreloup AF. 1990. Métamorphisme du Crétacé à haute température et basse pression lié à un amincissement de la croûte (Zone des Pyrénées-Orientales du Nord, France). *Contrib Mineral Petrol* 104: 194–207.
- Greene D, Schweickert R. 1995. La zone de cisaillement du lac Gem: transpression dextre du Crétacé dans le pendentif Northern Ritter Range, à l'est de la Sierra Nevada, en Californie. *Tectonics* 14: 945–961.
- Guitard G, Vielzeuf D, Martinez F. 1996. Le métamorphisme hercynien. In: Chiron JC, Barnolas A, eds. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Orléans (France): Bureau de Recherches Géologiques et Minières, vol. 1, pp. 501–584.
- Hart NR, Stockl DF, Hayman NW. 2016. Evolution de la provenance lors du rifting progressif et de l'hyperextension utilisant la géochronologie U-Pb du substratum rocheux et du zircon détritique, Bassin de Mauléon, Pyrénées occidentales. *Geosphere* 12: 1166–1186.
- Hibbard MJ. 1987. Déformation des systèmes magmatiques incomplètement cristallisés: gneiss granitiques et leurs implications. *J Geol* 95: 543–561.

- Hilario Orús A. 2004. Relation entre magmatisme et déformation dans la transversale de Benasque à Luchon (Zone axiale des Pyrénées). Thèse de doctorat, Leioa (Espagne), Univ. Du Pays Basque.
- Izquierdo-Llavall E, Román-Berdiel T, Casas AM, Oliva-Urcia B, Gil-Peña I, Soto R, *et al* . 2012. Etude magnétique et structurale de l'intrusion des Eaux-Chaudes: Comprendre la déformation varisque dans la zone axiale ouest (Pyrénées). *Int J Earth Sci* 101: 1817–1834.
- Jammes S, Manatschal G, Lavier LL, Masini E. 2009. Évolution tectonosédimentaire liée à un amincissement crustal extrême en amont d'un océan en cours de propagation: exemple des Pyrénées occidentales. *Tectonics* 28. <https://doi.org/10.1029/2008TC002406> .
- Lagabrielle Y, Bodinier JL. 2008. Retraitement sous-marin de roches du manteau sous-continentales exhumées: Preuve de terrain des péridotites de Lherz, Pyrénées françaises. *Terra Nova* 20: 11–21.
- Lagabrielle Y, Labaume P, St Blanquat M. 2010. Exhumation du manteau, dénudation crustale et tectonique gravimétrique pendant le rifting créacé dans le royaume pyrénéen (SW Europe): aperçus du contexte géologique des corps lherzolitiques. *Tectonics* 29. <https://doi.org/10.1029/2009TC002588> .
- Lagabrielle Y, Clerc C, Vauchez A, Lahfid A, Labaume P, Azambre B, *et al* . 2016. Gradient géothermique très élevé pendant l'exhumation du manteau enregistré dans des marbres mylonitiques et des brèches carbonatées d'un paléomargin pyrénéen mésozoïque (région de Lherz, zone pyrénéenne nord, France). *CR Geosci* 348: 290–300.
- Laumonier B. 1998. Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien s.l.) : évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodin Acta* 11: 1–11.
- Laumonier B, Marignac C, Kister P. 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrenees Orientales pendant l'orogénèse Varisque au Carbonifère supérieur. *Bull Soc geol Fr* 181: 411–428.
- Leblanc D, Gleizes G, Lespinasse P, Olivier P, Bouchez JL. 1993. Le polydiapir granitique de Maladeta, Pyrénées espagnoles: une étude magnétostructurale détaillée. *J Struct Geol* 16: 223–235.
- Leblanc D, Gleizes G, Roux L, Bouchez JL. 1996. Transpression dextre varisque dans les Pyrénées françaises: Nouvelles données de la granodiorite du Pit des Trois-Seigneurs et de ses roches rurales. *Tectonophysics* 261: 331–345.
- Ledru P, Courrioux G, Dallain C, Lardeaux JM, Montel JM, Vanderhaeghe O, *et al* . 2001. The Velay dome (French Massif Central): Melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342: 207–237.
- Lemirre B. 2016. Origine et développement de la thermicité dans les Pyrénées varisques. PhD thesis, Toulouse (France), Univ. Toulouse.
- Maierová P, Schulmann K, Lexa O, Guillot S, Štípská P, Janoušek V, *et al* . 2016. Evolution orogénique varisque européenne en tant qu'analogie de l'orogène tibétain-himalayen: aperçus de la pétrologie et de la modélisation numérique. *Tectonics* 35: 1760–1780.
- Malavieille J, Guihot P, Costa S, Lardeaux JM, Gardien V. 1990. Effondrement d'une croûte varisque épaissie dans le Massif central français: zone de cisaillement extensionnel du Mont-Pilat et bassin du Carbonifère supérieur de Saint-Etienne. *Tectonophysics* 177: 139–149.
- Marmo V. 1971. Pétrologie du granit et problème du granit: Amsterdam: Elsevier, 244 p.
- Masini E, Manatschal G, Tugend J, Mohn G. 2014. L'évolution tectono-sédimentaire d'un bassin de rift hyper-étendu: l'exemple du système de rift Arzacq-Mauléon (Pyrénées occidentales, sud-ouest de la France). *Int J Earth Sci* 103: 1565–1596.
- Matte P. 2002. Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau-col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales). *C R Geosci* 334: 773–779.
- Mezger J, Gerdes A. 2016. Granites varisques primitifs (viséens) au cœur des dômes de gneiss des Pyrénées centrales: implications des études d'ablation laser U-Pb et Th-Pb. *Gondwana Res* 29: 181–198.
- Mezger J, Passchier C. 2003. Polymétamorphisme et déformation ductile du schiste staurolite – cordiérite du dôme de Boss'ost: indication de l'extension varisque dans la zone axiale des Pyrénées centrales. *Geol Mag* 140: 595–612.
- Odlum ML, Stockli DF. 2019. Évolution thermotectonique du massif nord-pyrénéen de l'Agly au cours de l'hyperextension du Crétacé précoce à l'aide de la thermochronométrie multi - minérale U - Pb. *Tectonics* 38. <https://doi.org/10.1029/2018TC005298> .
- Olivet JL. 1996. La cinématique de la plaque Ibérique. *Bull Cent Rech Explor Prod Elf Aquitaine* 20: 131–195.

- Olivier P, Améglio L, Richen H, Vadeboin F. 1999. Mise en place du pluton granitique Aya Variscan (Pyrénées basques) en régime transcurrent dextre déduit d'une étude combinée magnétostructurale et gravimétrique. *J Geol Soc London* 156: 991–1002.
- Olivier P, Gleizes G, Paquette JL. 2004. Dômes de gneiss et mise en place de granit en régime obliquement convergent: Nouvelle interprétation du massif de l'Agly varisque (Pyrénées-Orientales, France). *Geol Soc Am sp pap* 380: 229–240.
- Olivier P, Gleizes G, Paquette JL, Muñoz Sáez C. 2008. Structure et datation U – Pb du pluton de Saint-Arnac et de l'Ansignan Charnockite (Massif de l'Agly): Une coupe transversale de la croûte supérieure à moyenne du Variscan Pyrénées orientales. *J Geol Soc* 165: 141–52.
- Olivier P, Druguet E, Castaño LM, Gleizes G. 2016. Mise en place des granitoïdes par couches multiples lors de la transpression dextre variscaine: Pluton Saint-Laurent - La Jonquera (Pyrénées-Orientales). *J Struct Geol* 82: 80–92.
- Paquet J, Delay F. 1989. Analyse en microscopie électronique des textures et des phases des mylonites nord-pyrénéennes des massifs de St-Barthélémy et de l'Agly et discussion des âges. *Bull Soc geol Fr* 8: 1111–1122.
- Paquet J, Mansy JL. 1991. La structure des Pyrénées Orientales (transect du massif de l'Agly): un exemple d'éclaircie crustale. *CR Acad Sci Paris* 312: 913–919.
- Paquet J, Mansy JL. 1992. Evolution alpine du massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *C R Acad Sci Paris* 315: 487–494.
- Pascal ML, Fonteilles M, Guitard G. 1976. Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales : Paléozoïque épizonal du massif de l'Agly. *Bull Soc geol Fr* 18:1471–1487.
- Pawley MJ, Collins WJ. 2002. Le développement de structures contrastées lors du refroidissement et de la cristallisation d'un pluton syn-cinématique. *J Struct Geol* 24: 469–483.
- Pitra P, Poujol M, Van Den Driessche J, Poilvet JC, Paquette JL. 2012. Cisaillement extensionnel du Permien précoce d'un granite de l'Ordovicien: L'orthogneiss «C / S» de Saint-Eutrope (Montagne Noire, Massif Central). *CR Geosci* 344: 377–384.
- Postaire B. 1982. Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons : applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Mémoires de la société géologique et minéralogique de Bretagne* 15: 29–72.
- Poujol M, Boulvais P, Kosler J. 2010. Albitisation crétacée à l'échelle régionale dans les Pyrénées: Preuve de la datation U-Th-Pb *in situ* de la monazite, de la titanite et du zircon. *J Geol Soc* 167: 751–767.
- Poujol M, Pitra P, Van Den Driessche J, Tartèse R, Ruffet G, Paquette JL, *et al.* 2017. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int J Earth Sci* 106: 477–500.
- Rabin M, Trap P, Carry N, Fréville K, Cenki-Tok B, Lobjoie C, *et al.* 2015. Répartition des souches le long du front anatectique dans le massif variscain de la Montagne Noire (sud du Massif Central français). *Tectonics* 34: 1709–1735.
- Respaut JP, Lancelot JR. 1983. Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et monazites. *Neues Jahrb Mineral Abh* 147: 21–34.
- Rey, PF, Teyssier, C., Whitney, DL, 2010. La limite de l'écoulement en chenal dans les plateaux orogéniques. *Lithosphère* 2: 328–332.
- Roger F, Teyssier C, Respaut JP, Rey PF, Jolivet M, Whitney DL, *et al.* 2015. Moment de la formation et de l'exhumation du double dôme de la Montagne Noire, Massif central français. *Tectonophysics* 640–641: 53–69.
- Román-Berdiel T, Casas AM, Oliva-Urcia B, Pueyo EL, Rillo C. 2004. Le principal événement de déformation varisque dans les Pyrénées: Nouvelles données de l'étude structurale du granite de Bielsa. *J Struct Geol* 26: 659–677.
- Román-Berdiel T, Casas AM, Oliva-Urcia B, Pueyo EL, Liesa C, Soto R. 2006. Granite Variscan Millares (Pyrénées centrales): Mise en place du pluton dans une fracture en T d'une zone de cisaillement dextre. *Geodin Acta* 19: 197–211.
- Roux L. 1977. L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif de Castillon (Ariège). State thesis, Toulouse (France), Univ. Toulouse.

- Sibuet JC, Srivastava SP, Spakman W. 2004. Orogénie pyrénéenne et cinématique des plaques. *J Geophys Res Solid Earth* 109. <https://doi.org/10.1029/2003JB002514>.
- Siron G, Goncalves P, Marquer D. 2012. L'origine du fort gradient géothermique: extension post-orogénique ou grande intrusion dans la croûte moyenne? Une étude de cas du Massif de l'Agly, Pyrénées françaises. Résumé, réunion Variscan 2012, Sassari, Italie.
- Siron G, Goncalves P, Marquer D, Pierre T, Paquette JL, Vanardois J. 2020. Contribution du magmatisme, tampon de fusion partielle et amincissement crustal localisé sur la structure thermique variscaine tardive du massif de l'Agly (Pyrénées françaises). *J Metamorph Geol* (sous presse). <https://doi.org/10.1111/jmg.12549>.
- Soliva J. 1992. Les déformations ductiles dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales: la convergence varisque, la mise en place des granites tardi-hercyniens, la convergence pyrénéenne. PhD thesis, Montpellier (France), Univ. Montpellier 2.
- Teyssier C, Whitney DL, Rey P. 2008. Couplage dynamique et contraction / extension contemporaine dans et autour des plateaux orogéniques. American Geophysical Union, réunion d'automne 2008, résumé # T23C – 2040.
- Ternois S, Odlum M, Ford M, Pik R, Stockli D, Tibari B, *et al.* 2019. Preuve thermochronologique de l'orogénèse précoce, Pyrénées orientales, France. *Tectonics* 38: 1308–1336.
- Thiébaud J. 1964. Étude géologique du Massif de la forêt de Castillon. *Bull Soc Hist Nat Toulouse* 99: 363–389.
- Tikoff B, Greene D. 1997. Étirement des linéations dans les zones de cisaillement transpressional: un exemple du Batholite de la Sierra Nevada, Californie. *J Struct Geol* 19: 29–39.
- Tikoff B, Teyssier C. 1994. Modélisation des déformations de la partition du champ de déplacement dans les orogènes transpressifs. *J Struct Geol* 16: 1575–1588.
- Tournaire Guille B, Olivier P, Paquette JL, Bosse V, Guillaume D. 2018. Evolution de la croûte moyenne des Pyrénées au Paléozoïque: Nouvelles données sur les roches plutoniques du Massif Nord-pyrénéen de l'Agly. *Int J Earth Sci* 108: 245-265.
- Trap P, Roger F, Cenko-Tok B, Paquette JL. 2017. Moment et durée de la fonte partielle et du magmatisme dans le dôme de gneiss variscain de la Montagne Noire (Massif central français). *Int J Earth Sci* 106: 453–476.
- Tugend J, Manatschal G, Kuszniir NJ. 2015. Évolution spatiale et temporelle des systèmes de rift hyperextended: Implication pour la nature, la cinématique et le moment de la frontière de la plaque ibéro-européenne. *Geology* 43: 15–18.
- Van Den Driessche J, Brun JP. 1992. Evolution tectonique de la Montagne Noire (Massif Central Français): Un modèle de dôme de gneiss extensible. *Geodin Acta* 5: 85–97.
- Vanderhaeghe O, Burg JP, Teyssier C. 1999. Exhumation de migmatites dans deux orogènes effondrés: la cordillère canadienne et les variscides français. *Publication spéciale* 154 de la *Société géologique* : 181–204.
- Vauchez A, Clerc C, Bestani L, Lagabrielle Y, Chauvet A, Lahfid A, *et al.* 2013. Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees, France). *Tectonics* 32: 95–106.
- Vernon RH. 1991. Interprétation des microstructures des enclaves microgranitoïdes. Dans: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves et pétrologie granitique. Développements en pétrologie 13*. Amsterdam: Elsevier, pp. 277-291.
- Vernon RH. 2000. Examen des preuves microstructurales de l'écoulement magmatique et à l'état solide. *Electron Geosci* 5: 1–23.
- Vielzeuf D. 1980. Assemblages secondaires d'orthopyroxène et de cordiérite dans les paragneiss granulitiques de Lherz et Saleix (Pyrénées françaises). *Bull Mineral* 103: 66–78.
- Vielzeuf D. 1984. Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. State thesis, Clermont-Ferrand (France), Univ. Blaise Pascal.
- Vilà M, Pin C, Liesa M, Enrique P. 2007. Métamorphisme LPHT dans un cadre transpressional orogénique tardif, Massif d'Albera, NE Iberia: Implications pour l'évolution géodynamique des Pyrénées variscaines. *J metamorph Geol* 25: 321–347.
- Vissers R. 1992. Extension variscaine dans les Pyrénées. *Tectonics* 11: 1369-1384.

- Whitney DL, Roger F, Teyssier C, Rey PF, Respaut JP. 2015. Métamorphisme de l'éclogite Syn-collapse et exhumation de la croûte profonde dans un dôme de migmatite: Le record P – T – t du plus jeune éclogite variscain (Montagne Noire, Massif Central français). *Earth Planet Sci Lett* 430: 224-234.

Citer cet article comme suit: Vanardois J, Trap P, Goncalves P, Marquer D, Gremmel J, Siron G, Baudin T. 2020. Cinématique, partitionnement des déformations et magmatisme variscain tardif dans le massif de l'Agly, Pyrénées-Orientales, France, *BSGF - Sciences de la Terre Bulletin* 191: 15.

Tous les chiffres

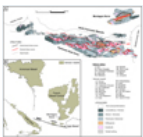


Fig. 1

(A) Carte des Pyrénées variscales et du massif de la Montagne Noire avec les principales zones de cisaillement varisques. (B) Position probable du massif variscain à la fin de l'orogénèse variscaine, modifiée de Carreras et Druguet (2014).

[↑ Dans le texte](#)

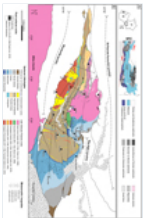


Fig. 2

(A) Localisation de la zone pyrénéenne nord et carte des principales formations géologiques de la zone. (B) Carte géologique du Massif de l'Agly modifiée de Fonteilles et coll. (1993) et Delay (1989). L'emplacement des coupes transversales des figures 4 et 10 est indiqué. NPF: Zone nord pyrénéenne; TBF: Faille Trilla-Bélesta; AF: Faille d'Ansignan; RF: Faille de Rentadou; RRF: Faille de Roquo Roujo; PF: Panne de Planèzes; BAF: Faille Bas-Agly; SPF: Faille Saint-Paul.

[↑ Dans le texte](#)

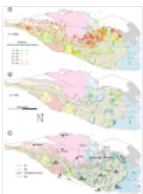


Fig. 3

Cartes du massif de l'Agly montrant les mesures de feuillages (A) et de linéations (B) de cette étude et Delay (1989). (C) Carte synthétique montrant les trajectoires simplifiées de foliation des déformations D1, D2 et D3. Les zones de zoom des figures 6, 12, 13 et 14 sont indiquées.

[↑ Dans le texte](#)

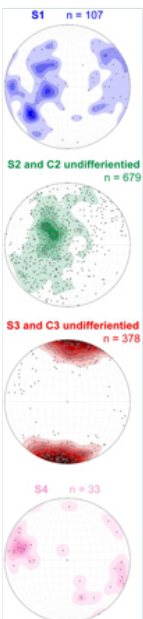


Fig. 4

Pôles de tissus plans de chaque déformation (D1, D2, D3 et D4) tracés dans les stéréogrammes Wulf de l'hémisphère inférieur. Seules les données avec une affiliation claire à l'une des quatre déformations sont représentées.

[↑ Dans le texte](#)

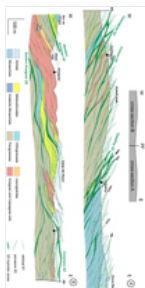
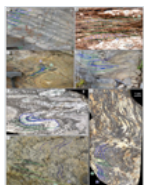


Fig. 5

EW Coupes transversales du massif de l'Agly. (A) côté est de la faille de Planèzes. (B) Partie sud du Massif de l'Agly, sur le versant ouest de la faille de Planèzes. (PM: fusion partielle).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 6



Affleurements et microphotographies montrant les relations D1 / D2. Dans les schistes de Força Réal, (A) S2 en couches quarzitiques S0-1; (B) des restes de S1 en section mince, S1 porte des chlorites et des muscovites, et S2 des muscovites et des biotites; F2 plis en (C) schistes de Força Réal, (D) billes dévoniennes, (E) paragneiss migmatitique. (F) Plis F2 dans le paragneiss migmatitique, les cordiérites sont cristallisées parallèlement à S2 à l'intérieur des leucosomes contemporains avec une déformation D2. (G) Plis F2 dans le paragneiss migmatitique avec des injections de fusion parallèles à S2.

[↑ Dans le texte](#)



Fig. 7

Structure détaillée de la partie sud du massif des environs du village de Caramany. (A) Carte des feuillages et de leurs trajectoires. (B) Coupe transversale.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 8



Caractéristiques de l'éirement L2 et de la linéation minérale. (A) linéations L2 tracées dans l'hémisphère inférieure stéréogramme Wulf. (B) L2 marqué par les andalousites dans les micaschistes. L2 dans les paragneiss mylonitiques des zones de cisaillement (C) Caladroy et (D) Cuxous. Les mesures de champ sont données dans la direction N; plongez sur les photos.

[↑ Dans le texte](#)

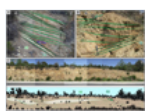


Fig. 9

Relations C / CS lors de la déformation D2 avec une cinématique de haut en bas dans les paragneiss (A et C) et dans les micaschistes (B).

[↑ Dans le texte](#)

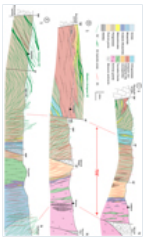


Fig. 10

Coupes minces d'un gradient de déformation D2 dans des paragneiss de la partie orientale du massif, près de Caladroy avec une cinématique de haut en bas. (A) déformation à faible déformation avec des mylonites locales indiquées par des flèches noires; (B) mylonitisation généralisée à l'ensemble de la roche; (C) texture ultramylonitique avec assemblages Qtz - Kfs - Bt - Sil (lumière normale polarisée).

[↑ Dans le texte](#)

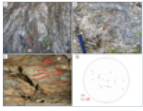
Fig. 11



Coupe transversale NS à travers le massif de l'Agly. (C) Partie ouest du massif. (D) Coupe transversale à travers la charnockite d'Ansignan et Serre de Vergès avec des roches mésozoïques pincées. (E) Coupe transversale à travers la diorite de Tournefort. TDZ: Zone de déformation de Tournefort.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 12



Structures de déformation D3. F3 plis en (A) paragneiss et (B) billes «calc-schiste» du Dévonien. (C) Cinématique Dextrale dans les micaschistes avec des relations de structures C / S. (D) Linéations L3 tracées dans le stéréogramme Wulf de l'hémisphère inférieur.

[↑ Dans le texte](#)

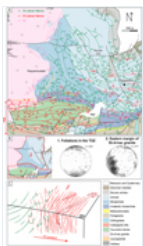


Fig. 13

Structure détaillée de la marge Est du granite de Saint-Arnac avec: (A) carte des feuillages et de leurs trajectoires. (B) Pôles de tissus plans indifférenciés (filet Wulf hémisphère inférieur) de la TDZ et de la marge orientale du granite de Saint-Arnac. (F) Esquisse du gradient de déformation de la TDZ.

[↑ Dans le texte](#)

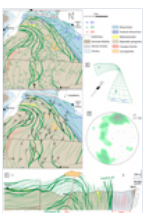


Fig. 14

Structure détaillée de la partie nord-est du massif dans la région de Latour-de-France. (A) Carte des feuillages et de leurs trajectoires. (B) croquis 3D de la forme générale de la foliation S2. (C) Carte des linéations L2 et (D) stéréogramme L2 de la zone. (E) Coupe transversale NS à travers la structure Latour-de-France montrant les relations S2 / S3. Ils s'alignent sur un stéréogramme et indiquent un pli d'axe de tendance EW plongeant vers l'Est.

[↑ Dans le texte](#)

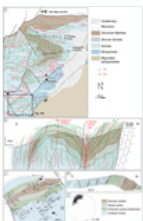


Fig. 15

(A) Carte des feuillages S2 et S3 dans la région de Roque Courbe. (B) Coupe transversale NS à travers la Roque Courbe montrant les relations S2 / S3. (C) Zone détaillée située sur la carte (A), illustrant les différentes directions des tissus planaires dans la TDZ. (D) Coupe transversale à travers la carte (C) montrant le pli F2 isoclinal dans les billes du Dévonien. (E) Pôles de tissus planaires indifférenciés tracés dans les stéréogrammes de l'hémisphère inférieur Wulf de la carte (C).

[↑ Dans le texte](#)

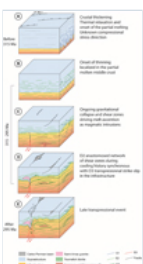


Fig. 16

Modèle tectonique montrant l'historique des déformations de la croûte orogénique du Variscan tardif dans le massif de l'Agly.

[↑ Dans le texte](#)

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre

Editor-in-Chief: Laurent JOLIVET - [Editorial board](#)

ISSN: 0037-9409 - eISSN: 1777-5817

© SGF ([Société Géologique de France](#))



[Mentions légales](#)

[Contacts](#)