

Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien – Autunien p.p.) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne)

Reconciling stratigraphic, radiometric, plutonic, volcanic and structural data for the Late Pennsylvanian (Stephanian – Autunian p.p.) Hercynian eastern Pyrenees (France, Spain)

Bernard LAUMONIER¹, Pierre Barbey², Yoann DENÈLE³, Philippe OLIVIER³ et Jean-Louis PAQUETTE⁴

¹ Université de Lorraine, GeoRessources, École des Mines, CS 14234, F-54042 Nancy Cedex, France
bernard.laumonier@univ-lorraine.fr

² CNRS, CRPG, BP 20, F-54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France

³ GET-Université de Toulouse-CNRS-IRD-OMP, 14 Avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France

⁴ LMV, Université Blaise Pascal, CNRS-IRD, 5 rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, France

RÉSUMÉ

Les molasses fini-hercyniennes est-pyrénéennes datent : (i) de la limite Westphalien-Stéphanien (Formation d'Aguiró, 308-307 Ma) ; (ii) du Stéphanien C (Unité Grise UG et Unité de Transition UT, ~304-302 Ma = Gzhélien "inférieur") ; (iii) de l'Autunien carbonifère (= Gzhélien "moyen-supérieur") et du Permien (Unité Rouge Inférieure URI, < 302 Ma). Elles se déposent dans des hémigrabens liés à une tectonique décro-normale (transtension). Les volcanites de l'UG sont datées radiométriquement de ~304, ~300 et ~296 Ma, celles de l'URI de ~282 Ma (Pereira *et al.*, 2014). Le plutonisme tardi-hercynien date de ~308-300 Ma (Stéphanien et Autunien carbonifère, Kasimovien et Gzhélien). Les déformations hercyniennes tardives (D2-D3) sont d'abord associées au métamorphisme de HT-BP (D2a, extension syn-convergence, ~307-305 Ma), elles se poursuivent par la formation de vastes dômes gneissiques (D2b, compression/transpression, ~303-302 Ma), puis deviennent transpressives (D2b) et s'achèvent vers 299 Ma (D3) par la formation d'importantes zones mylonitiques dextres-inverses (transpression) rétrogrades. Le plutonisme est étroitement lié aux déformations D2. Les déformations hercyniennes précoces (D1), antérieures à la Fm. d'Aguiró et au début du plutonisme mais plus jeunes que le Namurien A, datent du Pennsylvanien inférieur-moyen (~325-310 Ma). Il apparaît donc que le volcanisme est synchrone du début (Formation d'Aguiró, ~308 Ma) et surtout de la fin du plutonisme (UG, UT, début de l'URI, ~304-300 Ma), et se poursuit au-delà dans le Permien. Ceci oblige à reconsidérer les relations spatiales et temporelles entre volcanisme et plutonisme. Au Stéphanien-Autunien (Gzhélien), la compression/transpression et la transtension sont également synchrones, ce qui suggère une partition de la déformation décrochante dextre dans la Zone Axiale orientale, transpressive au Nord et à l'Est, transtensive au Sud-Ouest. Le bassin compressif, aujourd'hui érodé, postulé pour expliquer l'évolution rétrograde en condition de MP-MT du métamorphisme de HT-BP synchrone du *doming* (Laumonier *et al.*, 2010), pourrait être synchrone du dépôt des molasses de l'UG (~303-302 Ma).

Mots clés : Pyrénées orientales, Hercynien, Gzhélien, Stéphanien, Stéphanien-Autunien, molasse, plutonisme, volcanisme, tectonique

ABSTRACT

East-Pyrenean late-Hercynian molasses are dated (i) to the Westphalian-Stephanian boundary (Aguiró Formation, 308-307 Ma), (ii) to the Stephanian C (Grey Unit and Transition Unit, ~304-302 Ma, i.e. early Gzhelien), and (iii) to the Carboniferous Autunian (i.e. middle-late Gzhelien) and the Permian (Lower Red Unit, < 302 Ma). These molasses were deposited in hemigrabens related to normal strike-slip movements (transtension). The volcanic rocks belonging to the Grey Unit gave radiometric ages at ~304, ~300 and ~296 Ma, whereas those belonging to the Lower Red Unit are dated to ~282 Ma (Pereira *et al.*, 2014). The late-Hercynian plutonism is dated to ~308-300 Ma (Stephanian and Carboniferous Autunian, i.e. Kasimovian and Gzhelien). The late Hercynian deformations (D2-D3) are first associated with HT-BP metamorphism (D2a, syn-convergence extension, ~307-305 Ma). Then, they become compressive/transpressive (D2b, with the formation of large gneissic domes) and end around 299 Ma (D3) with the formation of large retrograde reverse-dextral mylonitic zones (transpression). The early Hercynian deformations (D1), which predate the Aguiró Formation and the onset of the plutonism but are younger than the Namurian A, are considered to be Early-Middle Pennsylvanian (i.e. ~325-310 Ma). It therefore seems likely that the volcanism is coeval with the beginning (Aguiró Formation, ~308 Ma) and more particularly with the end of the plutonism (Grey and Transition Units, base of the Lower Red Unit, ~304-300 Ma), and goes beyond in the Permian. This forces us to reconsider the spatial and temporal relationships between volcanism and plutonism. During the Stephanian-Autunian (Gzhelien), the compression/transpression and the transtension are also coeval, thus suggesting partitioning of the dextral deformation, with transpression in the north and east of the Axial Zone, and transtension in the south-west. The compressive basin (now eroded) invoked (Laumonier *et al.*, 2010) to explain the retrogressive evolution of the HT-BP metamorphism under MP-MT conditions (and related to *doming*) could be synchronous with the sedimentation of the molasses of the Grey Unit (~303-302 Ma).

Keywords : Eastern Pyrenees, Hercynian, Gzhelien, Stephanian, Stephanian-Autunian, molasse, plutonism, volcanism, tectonics

Référence Laumonier B., Barbey P., Denèle Y., Olivier P. et Paquette J.-L. 2014. Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien - Autunien *p.p.*) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Rev. Géol. pyrén.*, 1, 2, 10 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>

1. INTRODUCTION

Dans les Pyrénées, le socle hercynien (Barnolas & Chiron, 1996 ; Laumonier, 2008) est constitué de terrains datant du Néoprotérozoïque terminal au Pennsylvanien inférieur (Édiacarien à Bashkiriens) vigoureusement déformés et métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne, au Pennsylvanien (Fig. 1). Ce socle est recouvert en discordance majeure par des molasses volcano-gènes stéphaniennes et autuniennes (Pennsylvanien supérieur à Permien "inférieur"), souvent dites "fini-hercyniennes". De nombreux et volumineux plutons de granitoïdes d'âge pennsylvanien moyen-supérieur recoupent les structures hercyniennes précoces (D1), tout en étant globalement synchrones des déformations hercyniennes tardives (D2) ; ce sont des granitoïdes

syn-tectoniques, dits "tardi-hercyniens", qui appartiennent clairement au socle hercynien et sont donc logiquement plus vieux que les molasses.

Toutefois, on le verra, les relations entre les granitoïdes et les molasses restent controversées, en termes de chronologie relative et absolue, et la question d'un synchronisme au moins partiel des granitoïdes et du volcanisme des molasses reste posée.

Le présent article se propose de faire le point sur cette question, en fonction de la chronostratigraphie des molasses et des données radiométriques récentes acquises sur les granitoïdes "tardi-hercyniens" et les volcanites "fini-hercyniennes". Les conséquences structurales (en particulier, la concomitance de régimes tectoniques transpressif et transtensif) et géodynamiques seront ensuite brièvement examinées.

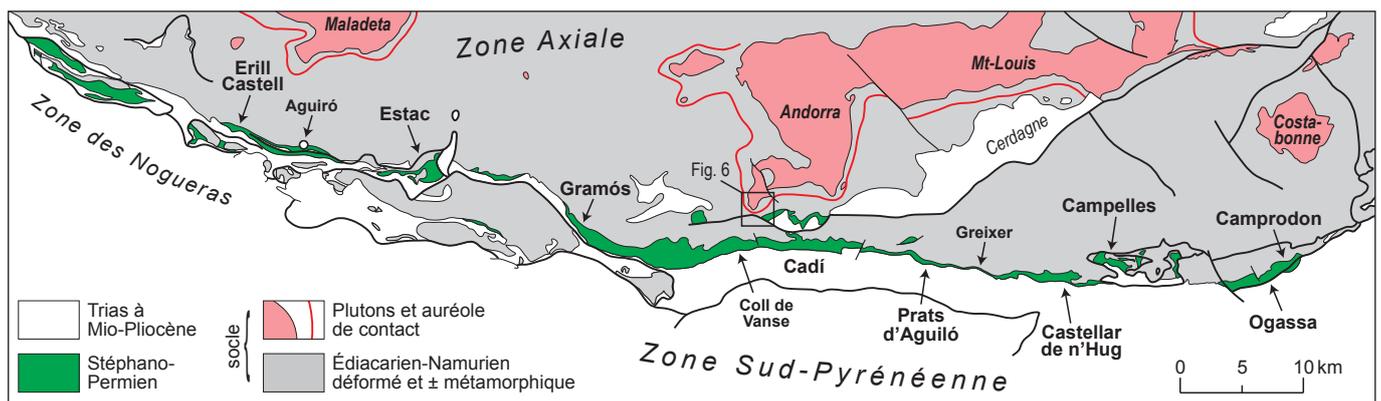


Fig. 1 – Localisation des molasses stéphano-autuniennes et des plutons les plus proches. Les molasses sont conservées en bordure Sud de la Zone Axiale (ZA), du fait notamment du basculement vers le S de la ZA méridionale lors de l'orogénèse alpine ; le niveau d'érosion y est plus faible que dans le centre de la ZA, où au contraire affleurent les grands plutons fini-carbonifères.

2. LES DONNÉES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

2.1. Le cadre chronostratigraphique

Il est essentiel, pour apprécier l'âge absolu des molasses "fini-hercyniennes" permo-carbonifères, de pouvoir corrélérer précisément les séries continentales de la fin du Carbonifère et du début du Permien (Stéphanien, Autunien) à l'échelle chronostratigraphique globale dont on sait qu'elle est établie à partir des séries marines (Fig. 2). En réalité, il s'agit de répondre à deux questions distinctes :

- quels sont les âges absolus des limites d'étages de l'échelle chronostratigraphique globale, en particulier du Gzhélien et du Kasimovien (Pennsylvanien supérieur), derniers étages marins du Carbonifère ?
- comment corrélérer les étages continentaux, en particulier le Stéphanien, au Kasimovien et au Gzhélien ?

La limite Carbonifère-Permien (= limite Gzhélien-Assélien) était estimée, dans les années 1980-1990, à ~290 Ma (± 10 Ma). Elle a ensuite été vieillie, dans les années 2000, à ~300 Ma. Elle est aujourd'hui fixée précisément à **298.9 \pm 0.15 Ma**, d'après la charte chronostratigraphique 2013 de l'ICS (International Com-

mission on Stratigraphy) qui sera, dans la suite de cet article, prise comme référence (Cohen *et al.*, 2013). Corrélativement, la base du Gzhélien est passée de ~295 Ma à ~304 Ma, et est aujourd'hui fixée à 303.7 \pm 0,1 Ma. Le **Gzhélien** (303.7-298.9 Ma) a donc été vieilli d'environ 10 Ma mais sa durée (~5 Ma) a peu changé. Le **Kasimovien** a vu, pendant la même période, sa base vieillir de 304-303 Ma à 307-306 Ma (aujourd'hui, elle est fixée à 307.0 \pm 0.1 Ma) et sa durée être fortement réduite, passant de 7-8 Ma à 3-4 Ma environ.

La corrélation entre le Stéphanien et l'Autunien, continentaux, et les étages marins, spécialement le Gzhélien, a été et est encore controversée (Fig. 2) :

- pour certains auteurs, venant plutôt d'Europe centrale, la limite supérieure du Stéphanien, assez floue, serait proche de la limite Carbonifère-Permien (~299 Ma) ; dans ce cas, le Stéphanien C daterait de ~300-298 Ma et l'Autunien serait entièrement permien ;
- d'autres auteurs, ayant notamment travaillé en Ibérie, fixent le sommet du Stéphanien dans la partie supérieure du Gzhélien (~300 Ma), ou dans sa partie moyenne (~302 Ma) ; le Stéphanien C est alors corrélé, respectivement, avec le Gzhélien "moyen" (~303-300 Ma) ou avec le Gzhélien "inférieur" (~304-302 Ma).

Actuellement (Heckel et Clayton, 2006 ; Montañez et Poulsen, 2013 ; Fig. 3), il semble que soit privilégié le modèle où le **Stéphanien C**, très court (~2 Ma), est plutôt gzhélien "inférieur" (~304-302 Ma), même si un âge légèrement plus récent pour le Stéphanien C, ~303-301 Ma, ne peut pas être totalement exclu. Il existe alors nécessairement un "**Autunien carbonifère**" correspondant au Gzhélien "moyen-supérieur" (~302-299 Ma) et qui est donc antérieur à l'Autunien s.s., permien.

Par commodité, on appellera ici "**Stéphano-Autunien**" l'ensemble Stéphanien C + Autunien carbonifère (~304-299 Ma).

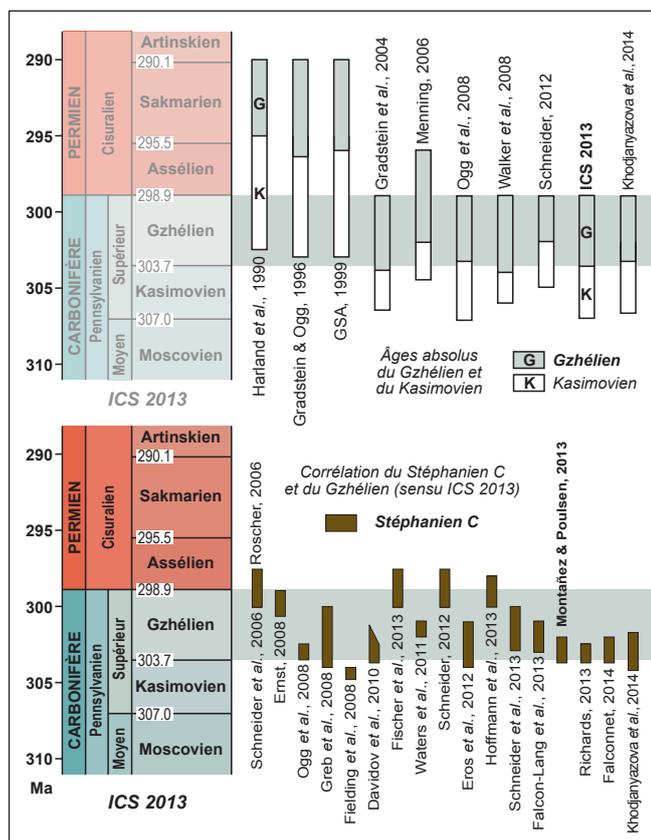


Fig. 2 – Évolution des estimations chronostratigraphiques du Pennsylvanien supérieur (Gzhélien marin, Stéphanien C continental). En haut, âges absolus du Gzhélien et du Kasimovien (Pennsylvanien supérieur). En bas, corrélation entre le Stéphanien C et le Gzhélien, dans l'hypothèse de l'âge du Gzhélien de la charte ICS2013 (~304-299 Ma).

Le **Stéphanien B** est corrélé au Kasimovien terminal (~304 Ma) et serait très court (< 1 Ma). La base du Stéphanien, et donc le sommet de l'Asturien (= Westphalien D), sont aujourd'hui placés dans le Moscoviien terminal, vers 307.5 Ma. Le **Stéphanien A** actuel (= Barruélien) date de ~305 Ma et le **Cantabrien** (moitié inférieure de l'ancien Stéphanien A) de ~307.5-306 Ma. Le Stéphanien, qui dure environ 5.5 Ma, correspond donc à la période ~307.5-302 Ma.

L'**Asturien** (= Westphalien D), quant à lui, date de 309-307.5 Ma ; il succède à un Westphalien B-C beaucoup plus long (318-309 Ma environ) ¹.

¹ Les terrains déformés les plus récents sont les flyschs marins ("Culm") dont le dépôt s'achève au Serpukhovien supérieur (Namurien A, ~325 Ma) dans la Zone Axiale (ZA) orientale, au Bashkiriien inférieur (Namurien B-C, ~320 Ma) dans la ZA centrale, et au Bashkiriien supérieur (Westphalien A, ~318 Ma) dans la ZA sud-occidentale (Delvolvé, 1996). Ce Culm et tous les terrains plus anciens sont affectés par les premières déformations hercyniennes, dites précoces (D1) : plis couchés, chevauchements, schistosité régionale, détachements. D1 peut débuter donc dès la fin du Namurien (~325-320 Ma) dans l'Est des Pyrénées, et, sans préjuger d'un certain diachronisme entre l'Est et l'Ouest de la ZA, se dérouler jusqu'à la fin du Westphalien B-C, c'est-à-dire jusque vers 310 Ma.

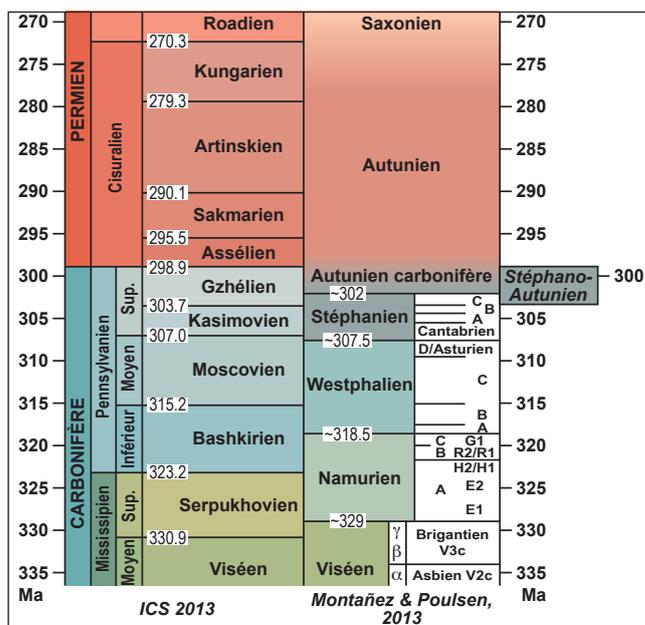


Fig. 3 – Corrélations fines entre les étages marins (ICS 2013) et les étages et sous-étages continentaux (Montañez et Poulsen, 2013).

2.2. L'âge des molasses "fini-hercyniennes"

Les molasses "fini-hercyniennes", bien conservées en bordure Sud de la Zone Axiale (ZA) orientale, se sont accumulées dans plusieurs bassins dont, d'W en E, ceux d'Erill Castell - Estac, du Cadí (= bassin de Gramós - Prats d'Aguiló), de Castellar de n'Hug et de Camprodon (Mey *et al.*, 1968 ; Nagtegaal, 1969 ; Robert, 1980 ; Gisbert, 1984 ; Besly et Collinson, 1991 ; Lucas et Gisbert, 1996 ; Soriano *et al.*, 1996 ; Valero Garcés et Gisbert, 2004).

Cinq formations molassiques superposées dont l'épaisseur cumulée peut atteindre 2000 m ont été définies, l'âge des trois premières ayant été déterminé, dans les années 1980, principalement par les macroflores qu'elles renferment. Il s'agit, de bas en haut, de :

- la **Formation d'Aguiró**, de très faible extension ; initialement rapportée au Westphalien D, elle a ensuite été rattachée à la formation suivante ;
 - l'**Unité Grise** (UG), attribuée au Stéphanien B ;
 - l'**Unité de Transition** (UT), attribuée au Stéphanien C (le Carbonifère final) ;
 - l'**Unité Rouge Inférieure** (URI), autunienne (Permien inférieur) ;
 - l'**Unité Rouge Supérieure** (URS), discordante sur les précédentes ou sur le socle, "saxonienne" (Permien moyen).
- Plus récemment, un ré-examen des macroflores a quelque peu modifié les attributions d'âge (Talens et Wagner, 1995 ; Gómez-Alba, 2007 ; Wagner et Álvarez-Vásquez, 2010) :
- la **Formation d'Aguiró** retrouve sa place à l'Asturien supérieur ou au Cantabrien inférieur (= limite Westphalien-Stéphanien) ;
 - l'**UG** est légèrement rajeunie, l'**UG** et l'**UT** datant toutes les deux du Stéphanien C (s.l.) ;
 - la partie inférieure de l'URI est rapportée à l'Autunien carbonifère.

Les attributions stratigraphiques actuelles (Fig. 4) impliquent donc les âges absolus suivants pour les molasses : ~308-307 Ma pour la Fm. d'Aguiró, ~304-303 Ma pour l'UG, ~303-302 Ma pour l'UT et < ~302 Ma pour l'URI. Il y a une lacune du Stéphanien A et B s.l., entre ~307 et ~304 Ma. L'existence de molasses dès la limite Westphalien-Stéphanien (~308-307 Ma) est un point clé (cf. *infra*).

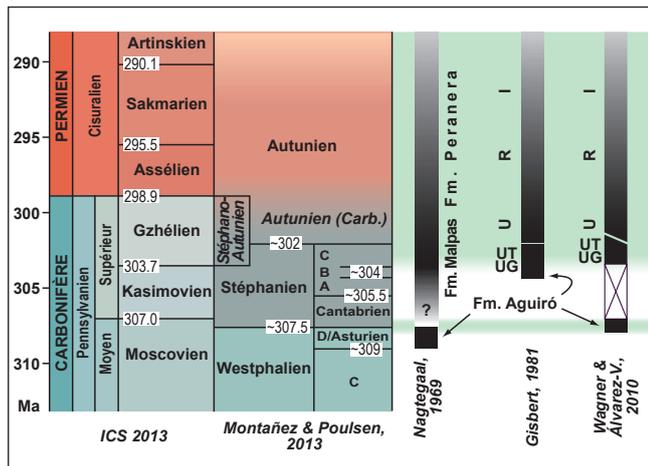


Fig. 4 – Âges chronostratigraphiques des molasses permo-carbonifères. UG = Unité Grise ; UT = Unité de Transition ; URI = Unité Rouge Inférieure.

3. LES DONNÉES RADIOMÉTRIQUES

3.1. L'âge des volcanites "fini-hercyniennes"

Les formations molassiques renferment de nombreuses et souvent puissantes (jusqu'à 1000 m) intercalations volcaniques (coulées, dépôts pyroclastiques, ignimbrites, dômes). Par ailleurs, le volcanisme anté-URS (le seul qui nous intéresse ici) a été subdivisé en trois épisodes magmatiques, liés respectivement à l'UG, à l'UT et à la partie inférieure de l'URI (Bixel, 1988 ; Martí et Mitjavila, 1988 ; Martí, 1991 ; Gilbert, 1991 ; Bixel, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Martí, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Lago *et al.*, 2004)². Le volcanisme felsique est abondant : ignimbrites d'Erill Castell - Estac et du Cadí (UG, épisode 1), ignimbrites de Castellar de n'Hug et rhyolites (URI, épisode 3). Le volcanisme intermédiaire est également bien représenté : andésites du Coll de Vanse (UG) ; dacites du Cadí et de Camprodon (UT).

Dans le secteur du Pic du Midi d'Ossau, à l'Ouest de la ZA, des âges U-Pb sur zircons ont été proposés (Briqueu et Innocent, 1993) pour une rhyolite de l'épisode 1 (278 ± 5 Ma) et une dacite de l'épisode 2 (272 ± 3 Ma). Ces âges de 278-272 Ma, très jeunes, ne sont pas compatibles avec l'âge stéphanien C de l'UG et de l'UT.

Par la méthode Sm-Nd sur grenat / roche totale, les ignimbrites d'Erill Castell (épisode 1, UG) ont été datées de 313 ± 14 Ma, et les rhyolites du Coll de Pi (épisode 3, URI du bassin de Castellar de n'Hug) de 320 ± 2 Ma (Gilbert *et al.*, 1994). Si le premier âge, très imprécis, est compatible avec l'âge chronostratigraphique de l'UG (~ 304 - 303 Ma), le second est clairement trop vieux (discussion *in* Innocent & Briqueu, 195).

Très récemment enfin, Pereira *et al.* (2014a) ont obtenu des âges U-Pb sur monozircons pour les volcanites :

- 304.0 ± 1.5 Ma, pour l'andésite du Coll de Vanse (UG) ;
- 300.4 ± 1.4 Ma, pour l'ignimbrite du Cadí (UG) ;
- 296.2 ± 3.1 Ma et 296.1 ± 4.0 Ma, pour l'ignimbrite d'Erill Castell - Estac (UG) ;
- 283.4 ± 1.9 Ma et 281.5 ± 2.3 Ma, pour l'ignimbrite de Castellar de n'Hug (URI).

Ces âges sont dispersés sur ~ 20 Ma. Le premier (~ 304 Ma) est cohérent avec l'âge chronostratigraphique de l'UG, le second (~ 300 Ma) l'est déjà moins, mais en revanche, le troisième (~ 296 Ma) paraît nettement trop jeune. L'âge stratigraphique de

² Ces trois épisodes constituent un premier cycle magmatique, calco-alcalin. Un second cycle est lié à l'URS et est d'âge permien "moyen" ; selon les auteurs, ce dernier comprend les deux derniers épisodes (4 et 5), ou seulement le dernier (épisode 5, franchement alcalin), l'épisode 4 étant transitionnel.

l'URI et la position exacte des ignimbrites de Castellar de n'Hug (dans l'Autunien carbonifère ou ermien ?) sont trop mal connus pour qu'il soit possible de savoir si les âges de ~ 282 Ma sont, ou non, trop jeunes.

3.2. L'âge des granitoïdes "tardi-hercyniens"

Depuis le début des années 1970, plusieurs dizaines de datations radiométriques ont été effectuées sur les gabbros/diorites et les granitoïdes pyrénéens (Fig. 5). Jusqu'au milieu des années 1990, il s'est agi essentiellement d'âges Rb-Sr dont la plupart sont compris entre 300 et 270 Ma, avec de grandes marges d'erreur (± 10 ou ± 20 Ma) ; quelques âges U-Pb sur zircons ou monazites de ~ 297 Ma et ~ 304 Ma ont également été obtenus (synthèse et références *in* Debon *et al.*, 1996).

À partir de 1995, la méthode Rb-Sr a été remplacée par la méthode U-Pb, sur zircon principalement mais aussi sur monazite ou sphène. Des âges K-Ar sur amphibole viennent parfois compléter les datations³.

On peut, un peu schématiquement, identifier trois groupes d'âges :

- des âges anciens, supérieurs à ~ 310 Ma, parfois très supérieurs (340-320 Ma), peu nombreux ;
- des **âges intermédiaires** compris **entre 309 et 299 Ma**, de loin les plus nombreux ;
- des âges récents, nettement inférieurs à 300 Ma (~ 295 - 290 Ma), rares⁴.

Les âges les plus anciens, supérieurs à ~ 320 Ma, posent des problèmes spécifiques (éventuel synchronisme avec le dépôt des séries pré-orogéniques viséennes et en particulier du Culm, antériorité par rapport aux déformations hercyniennes précoces D1) qui ne seront pas discutés ici. En effet, il est possible, sinon probable, que ces âges soient largement infondés, ce qui démontré pour le granite d'Ax-les-Thermes, dont l'âge de 321 ± 7 Ma (Denèle, 2007) a été ré-évalué à 306.2 ± 2.3 Ma (Denèle *et al.*, 2014). Les âges de ~ 314 - 311 Ma du pluton de la Jonquera (Aguilar *et al.*, 2014) sont en conflit avec d'autres âges de ~ 305 - 301 Ma (Paquette, 2014, inédit) pour ce même pluton.

De même, certains âges très jeunes mériteraient d'être confirmés, comme par exemple celui de 290.8 ± 2.9 Ma pour la granodiorite de Roses (Druguet *et al.*, 2014), qui par ailleurs est recoupée par une pegmatite datée à 297 ± 3 Ma (Van Lichtenvelde *et al.*, 2014).

Il est donc possible de faire l'hypothèse que l'essentiel du plutonisme pyrénéen se déroule entre ~ 309 Ma et ~ 299 Ma, intervalle d'environ 10 Ma qui coïncide sensiblement avec le Pennsylvanien supérieur (Moscovien terminal, Kasimovien et Gzhélien = Stéphanien-Autunien). Certaines au moins des intrusions mafiques semblent plus ancienne (~ 307 - 306 Ma) que les grands plutons de granitoïdes (~ 305 - 300 Ma).

3.3. Synchronisme du plutonisme et du volcanisme

En conséquence des âges radiométriques des plutonites et des volcanites est-pyrénéennes, et en accord avec l'âge chronostratigraphique des molasses, il apparaît que la seconde moitié (~ 305 - 300 Ma) de l'épisode plutonique majeur doit être synchronone du dépôt d'une partie des molasses (UG, UT et partie inférieure de l'URI) et du volcanisme associé. C'est en particulier pendant cette période que se mettent en place les

³ Ces âges indiquent le début du refroidissement des plutons et donc, en première approximation, la fin de leur mise en place, du moins dans des encaissements assez froids où le refroidissement est forcément rapide.

⁴ Il n'est pas question ici des âges permien moyen (s.l.) d'un petit corps sub-volcanique des Pyrénées centrales (~ 276 Ma ; Pereira *et al.*, 2014), du pluton d'Aya, dans les Pyrénées basques (~ 267 Ma ; Denèle *et al.*, 2012), et de quelques filons très tardifs des Pyrénées centrales (~ 268 - 259 Ma ; Debon et Zimmerman, 1993 ; Rodríguez *et al.*, 2011 ; Pereira *et al.*, 2014a).

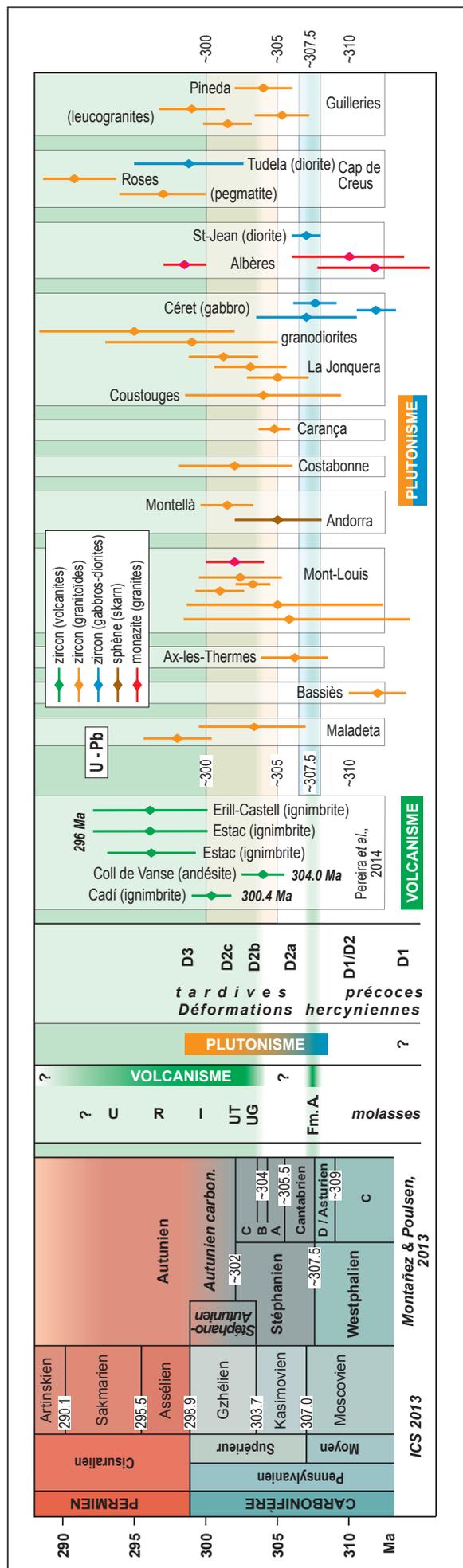


Fig. 5 – Âges radiométriques stéphanio-autuniens (gzhéliens) et plus anciens (kasimoviens) des plutonites et des volcanites des Pyrénées orientales. Pour les plutonites, références in Denèle et al., 2014.

plus grands plutons est-pyrénéens (Mont-Louis - Andorra, La Jonquera et probablement Quérigut), aujourd'hui bien datés à ~305-301 Ma.

Il importe également d'observer une concomitance entre plutonisme et volcanisme dès 309-307 Ma, moment où débute le plutonisme (avec notamment des intrusions gabbro-dioritiques) et où se dépose la Fm. d'Aguiró, qui renferme déjà de minces intercalations volcaniques. Par ailleurs, l'absence de molasses datées du Stéphanien A-B (~307-304 Ma) ne signifie naturellement pas l'absence de volcanisme à cette époque, mais seulement, peut-être, sa non conservation.

Il est intéressant d'observer que les âges Rb-Sr de 300-270 Ma correspondaient au Stéphanio-Permien à l'époque où ces âges ont été obtenus. Aussi les auteurs envisageaient-ils tout naturellement d'associer plutonisme et volcanisme (Autran, 1980 ; Bixel, 1988 ; Vissers, 1992 ; Debon et al., 1996). Dans les années 2000, quand il est apparu que le plutonisme était sans doute plus ancien, plus vieux que 300 Ma, tandis que le Stéphanien supérieur restait plus jeune que 300 Ma, il a paru logique de dissocier nettement le plutonisme et le volcanisme et ainsi de distinguer une étape "tardi-hercynienne" (> 300 Ma) avec le plutonisme et une étape "fini-hercynienne" (< 300 Ma) avec le volcanisme (Laumonier, 2008 ; Laumonier et al., 2010).

Cependant, les données les plus récentes exposées ci-dessus, avec le vieillissement à la fois relatif et absolu du Stéphanien C et des molasses, obligent à admettre à nouveau le synchronisme de l'essentiel du plutonisme et d'une partie importante du volcanisme (Lago, 2005 ; Peirera et al., 2014), entre ~308 Ma et ~300 Ma, ce qui valide l'hypothèse initiale, mais avec des âges absolus différents, aujourd'hui carbonifères et non plus permien.

4. GÉOCHIMIE DU PLUTONISME ET DU VOLCANISME

Les données géochimiques (éléments majeurs et traces, isotopes stables et radioactifs) indiquent que le plutonisme et le volcanisme sont très semblables : même caractère calco-alcalin, mais aussi alumineux, voire tholéiitique ou alcalin ; mêmes variations W-E de certains paramètres tel que le rapport Mg/Fe ; etc. (Cabanis & Le Fur-Balouet, 1989 ; Debon et al., 1996 ; Roberts et al., 2000 ; Galé, 2005). Les auteurs soulignent aussi une même diversité pétrographique entre plutonites et volcanites, allant des (gabbros-)diorites au (leuco)granites et des andésites aux rhyolites. C'est donc possiblement un seul et même magmatisme qui, de ce point de vue, s'exprimait en profondeur (plutonites) et en surface (volcanites), du moins au Stéphanio-Autunien.

5. LA DISCORDANCE "FINI-HERCYNIENNE"

S'il est évident que les molasses "fini-hercyniennes" sont discordantes sur des séries dévono-carbonifères, voire plus anciennes, polydéformées et épimétamorphiques, et que ces mêmes séries sont recoupées par les grands plutons, les relations géométriques entre les molasses et les plutons ne sont pas claires. Le seul endroit où ce problème peut être abordé est la pointe Sud du pluton d'Andorre (Fig. 6), à 1000 m au Sud-Ouest d'Arsèguel) : dans ce secteur, la zone de métamorphisme de contact du pluton (qui affecte ici le Dévonien inférieur) se trouve très proche – 1000 m au maximum – des ignimbrites du Cadí (UG), directement discordantes sur le Dévonien. À ce jour cependant, les données pétrographiques (Soler et Enrique, 1989) et cartographiques paraissent insuffisantes pour décider si les ignimbrites sont plus jeunes ou de même âge que le granite, c'est-à-dire si elles sont discordantes sur l'aurole de métamorphisme de contact ou non.

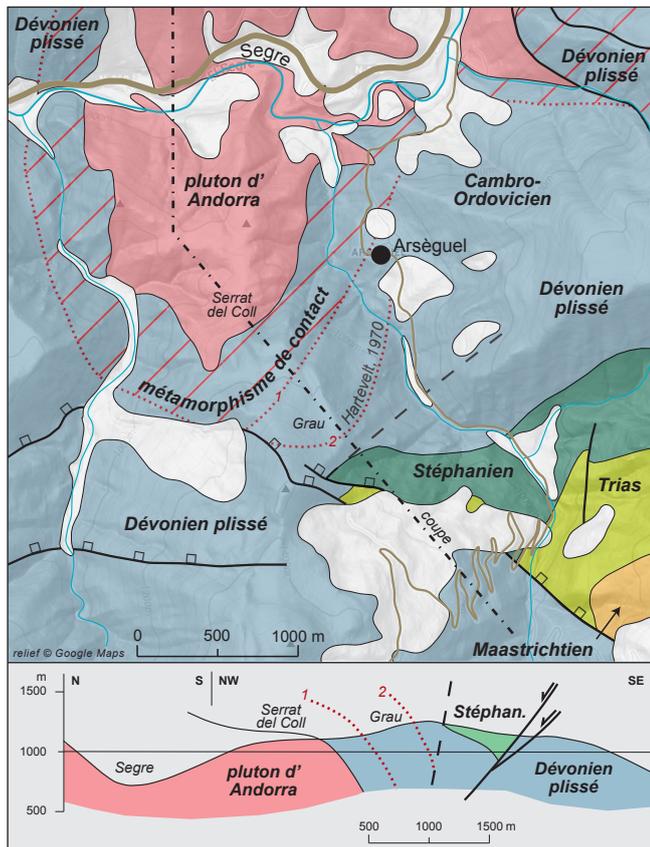


Fig. 6 – Relations entre la partie méridionale du pluton d'Andorra, son auréole de métamorphisme de contact et les molasses stéphaniennoises (ignimbrites du Cadí, UG), au SSW du village d'Arsèguel. D'après la carte géologique à 1/50.000 "Alt Urgell" (IGC, 2007) et celle d'Hartevelt (1970). La zone de métamorphisme de contact s'approche à 1000 m au plus du Stéphanien. Dans l'ensemble, l'image est plutôt celle d'une discordance du Stéphanien sur l'aureole de contact du pluton.

Néanmoins, il est à noter que les granodiorites d'Andorre ne présentent pas de caractères subvolcaniques et que l'aureole de métamorphisme de contact est assez épaisse, ce qui suggère une mise en place relativement profonde, probablement supérieure à 1 km, plus compatible avec l'hypothèse d'un épanchement des ignimbrites postérieurement à une érosion de l'encaissant supérieur du pluton déjà mis en place.

6. LES DONNÉES STRUCTURALES

Le contexte structural du plutonisme et du volcanisme hercyniens des Pyrénées a été beaucoup étudié et discuté ; seules les données majeures sont rappelées ici. Le plutonisme est synchrone des déformations hercyniennes tardives D2 (Autran *et al.*, 1970 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Gleizes *et al.*, 1998 ; Denèle *et al.*, 2009 ; Laumonier *et al.*, 2010). D2 débute en régime extensif (D2a, extension syn-convergence synchrone de la culmination du métamorphisme de HT-BP), se poursuit en régime compressif/transpressif (D2b, formation des grands dômes gneissiques : *doming*) et se termine en régime nettement transpressif dextre (D2c, fin de la mise en place des grands plutons, en particulier celui de Mont-Louis).

La déformation D3 correspond à la formation de puissantes zones mylonitiques rétrogrades (Mérens, Nord-Canigou, Perthus, Albères, Cap de Creus), orientées N070°E inverses-dextres, N110-120°E dextres-inverses et N140°E dextres, la composante inverse étant à vergence S. La cinématique D3 traduit un serrage NNW-SSE. Il est important de souligner que les granitoïdes, spécialement les leucogranites ou les aplo-pemgmatites les plus tardifs, ne recoupent jamais les mylonites⁵.

Le dépôt des molasses "fini-hercyniennes" (UG, UT et URI) se fait dans des hémigrabens E-W, liés à des failles décro-normales à regard N ; des failles N-S limitent des sous-bassins, contrôlent la subsidence et guident le volcanisme ; localement et temporairement, des (re)jeux inverses sont connus. L'ensemble traduit un régime tectonique essentiellement transtensif, généralement considéré comme dextre, et dont les effets sont localement perceptibles dans le socle sous-jacent (Soula *et al.*, 1979 ; Bixel et Lucas, 1983 ; Speksnijder, 1985, 1987 ; Lucas et Gisbert, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Saura et Teixell, 2006).

À l'Autunien carbonifère (~300 Ma), la Zone Axiale des Pyrénées orientales évolue donc dans un régime tectonique décrochant dextre, transpressif au Nord et à l'Est, transtensif au Sud-Ouest (Fig. 7). Au Nord et à l'Est, la transpression accompagne la phase principale – et finale – de la mise en place des grands plutons, mise en place terminée lorsque se forment les grandes zones mylonitiques (~299 Ma). Au Sud-Ouest, dès le Stéphanien C, fonctionnent des bassins molassiques (UG, UT, base de l'URI) localement très subsidents, accompagnés d'un intense volcanisme ; ce régime perdure pendant l'Autunien (Permien inférieur).

7. SYNTHÈSE

Les données chronologiques aujourd'hui disponibles dans les Pyrénées orientales obligent à conclure, en ce qui concerne la période longue d'environ 10 Ma allant de ~309 Ma à ~299 Ma (Stéphanien et Autunien carbonifère = Gzhélien), au quasi synchronisme entre :

- des **processus de profondeur "tardi-hercyniens"** :
 - **déformations hercyniennes tardives** polyphasées (D2/D3), développées en régime tectonique d'abord fortement extensif (D2a), puis compressif/transpressif (D2b), et enfin de plus en plus transpressif (D2c et surtout D3) ;
 - **plutono-métamorphisme** syn-D2 : **métamorphisme de HT-BP** culminant pendant D2a vers 306 Ma ; **plutonisme**, d'abord mafique vers 308-307 Ma, ensuite intermédiaire à felsique vers 306-300 Ma ;
- des **processus de surface "fini-hercyniens"** :
 - dépôt des **formations molassiques**, à la limite Westphalien-Stéphanien (~308-307 Ma) et surtout au Stéphanien-Autunien (~304-299 Ma) ;
 - **volcanisme**, intense au Stéphanien-Autunien mais attesté dès la limite Westphalien-Stéphanien (~308-307 Ma).

Les déformations hercyniennes majeures ont commencé avant cette période (déformations précoces D1, ~325-310 Ma) tandis que le dépôt des molasses volcanogènes s'est poursuivi après D3, à l'Autunien "moyen-supérieur" (Permien inférieur).

8. DISCUSSION

8.1. Validité de la chronologie retenue

Les considérations exposées ci-dessus et discutées ci-dessous concernant les relations entre plutonisme et volcanisme, et

⁵ L'âge des mylonites a été très discuté. Elles ont été considérées, principalement sur la base d'arguments géochronologiques (datations Ar-Ar sur micas, par exemple), comme alpines et non hercyniennes. Mais d'autres arguments vont dans le sens d'un âge hercynien (elles débutent à haute température dans les granites, par exemple), les reprises alpines étant réelles mais faibles. Voir par exemple : Carreras *et al.* (1980) ; McCaig et Miller (1986) ; Soula *et al.* (1986) ; Soliva *et al.* (1993) ; Guitard *et al.* (1998) ; Carreras et Druguet (2013).

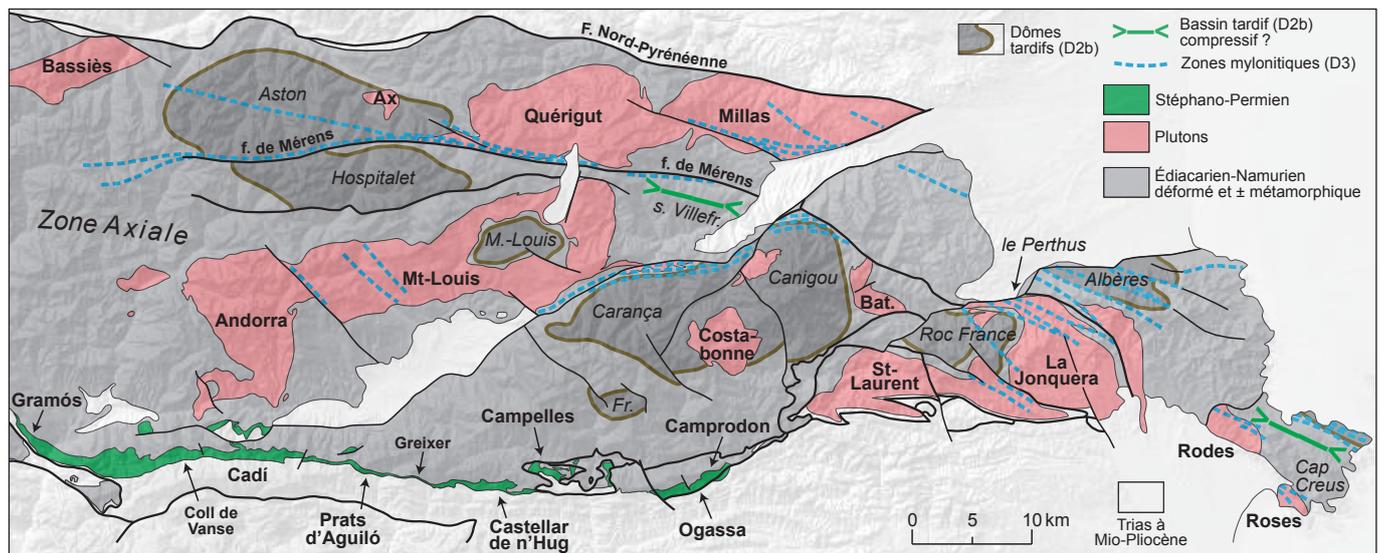


Fig. 7 – Coexistence au Stéphane-Autunien (Stéphaniens C + Autunien carbonifère = Gzhélien, ~304-299 Ma) de bassins molassiques au Sud-Ouest (en régime transtensif), de possibles bassins compressifs (synclinal de Villefranche-de-Conflent, Cap de Creus) et de zones mylonitiques au Nord et à l'Est (en régime transpressif). Les dômes tardifs D2b sont repérés par la limite lithologique entre les grands orthogneiss (métagranites ordooviens) et les métasédiments susjaccents, sauf dans les massifs des Albères et du Cap de Creus où il s'agit de la limite supérieure des migmatites. Seules les principales zones mylonitiques sont représentées. Bat. = Batère ; M.-Louis = Mont-Louis ; Fr. = Freser ; s Villefr. = synclinal de Villefranche-de-Conflent.

donc entre transpression et transtension, supposent valides les points suivants, qu'il est nécessaire de rappeler :

- le Stéphane C et l'Autunien carbonifère (Stéphano-Autunien, continental) est équivalent au Gzhélien (marin) ;
- le Stéphane C est âgé de ~304-302 Ma, et le Stéphane-Autunien de ~304-299 Ma ;
- le plutonisme est daté de ~309-299 Ma, la mise en place des grands plutons de granitoïdes de 305-300 Ma ;
- un volcanisme volumineux se développe à partir de 304 Ma.

S'il apparaissait comme le pensent certains auteurs que le Stéphane C est en réalité gzhélien final (~299 Ma) plutôt que gzhélien inférieur (~304-302 Ma)⁶, ou bien que, ce qui paraît moins probable, l'âge des grands plutons est légèrement sous-estimé (leur âge réel étant par exemple supérieur à ~304 Ma), le plutonisme deviendrait significativement plus ancien que le volcanisme (excepté cependant celui, très discret, de la Fm. d'Aguiró, 308-307 Ma – cet âge n'étant pas lui-même à l'abri d'une ré-évaluation), et la question des relations géométriques, structurales et génétiques entre plutonisme et volcanisme deviendrait sans objet. Mais il est à noter que, même si les datations des granitoïdes ne sont pas toujours à l'abri de la critique, force est de constater que beaucoup de datations récentes en U-Pb, sur zircon généralement, relatives à la mise en place des grands plutons "supérieurs", synchrones des déformations D2b et D2c, convergent vers un intervalle de temps étroit, entre ~305 et ~300 Ma. Il paraît donc difficile, aujourd'hui, de ne pas admettre un synchronisme global, entre ~310 et ~300 Ma, entre déformations hercyniennes tardives (D2), plutonisme, volcanisme et dépôt de molasses.

8.2. L'évolution structurale fini-carbonifère

La difficulté de mettre en évidence la discordance "fini-hercynienne" sur les plutons "tardi-hercyniens" ou au moins sur leur zone de métamorphisme de contact (cf. *supra*) tient largement au fait que les molasses et le volcanisme associé ne sont

conservés qu'à la bordure Sud-Ouest de la ZA orientale, tandis que les plutons et les structures hercyniennes tardives majeures D2 (dômes gneissiques) et D3 (zones mylonitiques) sont visibles ailleurs dans la ZA, au Nord, au centre et à l'Est. Cette disposition est en partie due au relèvement et au basculement vers le S de la ZA lors de l'orogénèse alpine, d'où un niveau d'érosion plus profond dans le cœur de la ZA.

Mais il est possible qu'il s'agisse aussi d'une caractéristique propre à l'évolution tectonique fini-carbonifère, du moins vers 304-299 Ma. Bien que se déroulant dans un même contexte décrochant dextre, ce qui permet de regrouper des structures et des processus très différents dans un même épisode tectonique majeur, on peut envisager, même si cela peut paraître surprenant, une forte partition de la déformation dans la ZA orientale :

- au Nord, au centre et à l'Est, la déformation aurait été transpressive, en particulier au moment de la formation des grandes zones mylonitiques inverses-dextres (D3) ;
- au Sud-Ouest, elle aurait été transtensive, marquée par des failles normales-dextres (supposées car non visibles à l'affleurement) et la formation d'hémigrabens.

La co-existence de structures transpressives et transtensives vers 300 Ma est tout à fait remarquable. Ce régime décrochant paraît dans son ensemble transitionnel entre le régime compressif, parfois extensif (mais de type extension syn-convergence), qui prévalait auparavant (D1-D2b), jusque vers 302 Ma⁷, et le régime de plus en plus extensif qui se généralisera au Permien. Il est donc préférable de parler de régime tectonique décrochant au Gzhélien, et non de régime compressif, comme le font souvent les auteurs ayant travaillé sur le volcanisme, pour mieux l'individualiser.

Par ailleurs, pour expliquer l'évolution rétrograde finale du métamorphisme de HT-BP vers des conditions de MT-MP (Azambre et Guitard, 2001), on a pu postuler (Laumonier et al., 2010) l'existence de bassins molassiques syn-doming (D2b, ~303-302 Ma) à l'aplomb du synclinal de Villefranche-de-Conflent, au Nord du dôme du Canigou, au milieu de la ZA donc, et dans le massif du Cap de Creus. Mais à la différence des bassins du Sud-Ouest

⁶ Certains âges radiométriques obtenus sur des tuffs intercalés dans des dépôts réputés stéphaniens, comme par exemple 300-295 Ma pour six bassins du Massif central français (Bruguière et al., 2003), tendraient même à montrer que le Stéphane serait, en partie au moins, permien (assélien).

⁷ La Fm. d'Aguiró (308-307 Ma) semble remplir une profonde paléovallée, ce qui ne fournit pas d'indication structurale claire, comme c'est le cas pour les molasses plus jeunes, déposées dans des hémigrabens sur décrochement, sinon que l'exhumation (survenue à la fin de D1, vers 310 Ma) a déjà eu lieu.

de la ZA, il pourrait s'agir de bassins compressifs/transpressifs plutôt qu'extensifs.

De très importants filons de quartz E-W auxquels se superposent souvent de grandes failles normales à regard N recourent le dôme du Canigou (D2b), le pluton de Costabonne (D2c) et (probablement) les zones mylonitiques D3 (Laumonier *et al.*, 2014, notice de la feuille Prats-de-Mollo, à paraître). Ces filons, et *a fortiori* les failles normales surimposées, pourraient représenter l'intensification vers le Nord, au Permien inférieur, du régime tectonique transpressif/extensif qui auparavant n'intéressait que le Sud-Ouest de la ZA, bien qu'un âge plus récent, par exemple crétacé, puisse être proposé pour ces failles normales.

8.3. Tardi-hercynien et/ou fini-hercynien ?

Il convient à ce stade de noter que les termes de "tardi-hercynien", appliqué au plutonisme syn-D2 et aux structures tardives D2/D3 profondes, et de "fini-hercynien", appliqué aux bassins molassiques, au volcanisme et à la tectonique transtensive, perdent beaucoup de leur intérêt, dans la mesure où ces processus et ces structures sont largement synchrones, du moins entre ~304 et ~299 Ma. Il serait logique de réserver le terme de "fini-hercynien" aux structures, molasses et volcanisme post-D3, c'est-à-dire post ~299 Ma, mais l'âge encore très incertain de l'URI et des ignimbrites présentes vers sa base ne permet pas de clairement diviser les dépôts molassiques volcanogènes en molasses "tardi-hercyniennes" fini-carbonifères et en molasses "fini-hercyniennes" permienes plus jeunes. Au Stéphano-Autunien, ces deux termes sont donc synonymes.

Il ne paraît pas davantage pertinent de qualifier de "post-tectoniques" les formations molassiques, comme cela est parfois fait ; elles sont, au Stéphano-Autunien, tout autant "syn-tectoniques" que le plutonisme qui leur est contemporain.

8.4. Plutono-volcanisme stéphano-autunien ?

On a vu que plutonisme et volcanisme sont assez largement associés chronologiquement mais disjoints spatialement, le premier étant visible au Nord et à l'Est, le second au Sud-Ouest du domaine étudié (ZA orientale). La question se pose donc de savoir si du volcanisme existait en surface à l'aplomb des grands plutons (il serait bien entendu complètement érodé aujourd'hui), ce qui n'est pas nécessaire dans des conditions transpressives qui peuvent empêcher l'accès du magma à la surface, et/ou si des plutons existent en profondeur sous les grandes nappes ignimbritiques méridionales, ce qui en revanche paraît probable. En effet, ces dernières sont associées à de grandes calderas (Gisbert, 1986 ; Martí, 1991 ; Martí, *in* Debon *et al.*, 1996), et on sait que l'association pluton-caldéra-ignimbrites est fréquemment évoquée aujourd'hui (par ex. : Bachman *et al.*, 2007 ; Miller, 2008 ; Martiny *et al.*, 2013).

Comme pour la discordance "fini-hercynienne", c'est l'extrémité Sud du pluton d'Andorra qu'il faudrait ré-examiner pour estimer s'il peut être relié aux ignimbrites de l'UG voisines (cf. *supra*).

8.5. L'évolution géodynamique fini-carbonifère

Les Pyrénées appartiennent à la branche Nord de l'Arc Ibéro-Armoricain, ou plus précisément de l'Arc asturien (cantabrique), spectaculaire orocline (structure lithosphérique arquée résultant de la courbure d'une zone orogénique initialement beaucoup plus rectiligne) formé principalement en environ 10 Ma, entre ~305 et ~295 Ma (synthèse, discussion et références *in* Weil *et al.*, 2013). La formation de l'arc, structure crustale, s'accompagne en profondeur de processus d'enfouissement et de délamination mantellique, d'upwelling asthénosphérique et de sous-placage à l'origine d'un intense magmatisme, dont le développement a été étudié en détail dans la Zone Centro-Ibérique, c'est-à-dire la branche Sud de l'arc (voir par ex. : Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011 ; Orejana *et al.*, 2012). L'évolution tectono-magmatique des Py-

réennes au Pennsylvanien supérieur est proche de celle du cœur de l'Arc asturo-cantabrique et de la Zone Centro-Ibérique à la même époque, même si les événements alpins qui ont affecté les Pyrénées compliquent quelque peu la comparaison. Dans ce modèle, les Pyrénées fini-carbonifères s'insèrent bien dans l'orogène hercynien ouest-européen (Denèle *et al.*, 2014).

D'autres contextes géodynamiques ont été évoqués, comme l'existence d'un vaste panache mantellique en régime extensif (par ex., Doblas *et al.*, 1998) ou celle d'une subduction (par ex., Broutin *et al.*, 1994). Un lien entre le magmatisme calco-alcalin fini-carbonifère à permien inférieur et l'éventuelle subduction de la Paléotéthys sous l'Europe est notamment envisagé, avec formation de batholites de type andin dans un contexte de marge active (Pereira *et al.*, 2014b).

La discussion de ces interprétations dépasse cependant le cadre du présent article.

9. CONCLUSION

Les données récentes sur l'âge des granitoïdes fini-carbonifères, sur la chronostratigraphie du Pennsylvanien supérieur, en particulier sur la corrélation du Stéphaniens avec les séries marines et donc l'âge absolu de ce Stéphaniens, sur l'âge stratigraphique précis des molasses stéphano-autuniennes sud-pyrénéennes, et sur l'âge radiométrique des volcanites qu'elles renferment, conduisent à deux conclusions principales. D'une part, le plutonisme (grands plutons de Mont-Louis - Andorra et St-Laurent-de-Cerdans, par exemple) et le volcanisme sont, du moins vers 304-300 Ma, synchrones, ce qui suggère une relation génétique entre les deux processus. D'autre part, dans la ZA orientale, la déformation à cette époque, globalement décrochante, est partitionnée entre le Nord et l'Est où elle est transpressive, et le Sud-Ouest où elle est transtensive. Cette courte période est donc extrêmement complexe, ce qui est à relier à la position des Pyrénées sur la branche Nord de l'arc asturo-cantabrien.

Seules des datations nouvelles et plus précises, radiométriques et chronostratigraphiques, permettront de valider, ou non, ce modèle.

RÉFÉRENCES

- AGUILAR C., LIESA M., CASTIÑEIRAS P. & NAVIDAD M. 2014. Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U-Pb age zircon dating. *J. Geol. Soc., London*, 171, 181-192.
- AUTRAN A. 1980. Les granites des Pyrénées. *In* : AUTRAN A. & DERCOURT J. (coords), Évolutions géologiques de la France, *Mém. BRGM*, 107, 71-76.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. & GUITARD G. 1970. Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, 673-731.
- BACHMANN O., MILLER C.F. & DE SILVA S.L. 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *J. Volcan. Geothermal Res.*, 167, 1-23.
- BARNOLAS A. & CHIRON J.C. 1996. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien.* Édition BRGM-ITGE, 729 p. 25 pl. ht.
- BESLY B.M. & COLLINSON D. 1991. Volcanic and tectonic controls of lacustrine and alluvial sedimentation in the Stephanian coal-bearing sequence of the Malpás-Sort Basin, Catalonian Pyrenees. *Sedimentology*, 38, 3-26.
- BIXEL F. 1988. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées atlantiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 12, 661-706.
- BIXEL F. & LUCAS C. 1983. Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 24, 329-342.

- BRIQUEU L. & INNOCENT C. 1993. Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II, 623-628.
- BROUTIN J., CABANIS B., CHÂTEAUNEUF J.-J. & DEROIN J.P. 1994. Évolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe) : implications paléogéographiques u Permien inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 165, 163-179.
- BRUGUIER O., BECQ-GIRAUDON J.-F., CHAMPENOIS M., DELOULE É., LUDDEN J. & MANGIN D. 2003. Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chem. Geol.*, 201, 319-336.
- CABANIS B. & LE FUR-BALOUET S. 1989. Les magmatismes stéphano-permiens des Pyrénées marqueurs de l'évolution géodynamique de la Chaîne : apport de la géochimie des éléments en traces. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 105-130.
- CARRERAS J. & DRUGUET E. 2013. *Illustrated field guide to the geology of Cap de Creus*. Univ. Autònoma Barcelona Pubs., 123 p.
- CARRERAS J., JULIVERT M. & SANTANACH P. 1980. Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees: an example of shear zone associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, 2, 5-9.
- COHEN K.M., FINNEY S.C., GIBBARD P.L. & FAN J.-X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199-204.
- DAVYDOV V.I., CROWLEY J.L., SCHMITZ M.D. & POLETAEV V.I. 2010. High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, 22 p.
- DEBON F., ENRIQUE P. & AUTRAN A. 1996. Le plutonisme hercynien des Pyrénées. In : BARNOLAS A. & CHIRON J.C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1 – Cycle Hercynien. Édition BRGM-ITGE, 361-499.
- DEBON F. & ZIMMERMANN J.-L. 1993. Mafic dykes from some plutons of the western Pyrenean Axial Zone (France, Spain): markers of the transition from late-Hercynian to early-Alpine events. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 421-433.
- DELVOLVÉ J.J. (coord.), 1996. Carbonifère à faciès Culm. In : BARNOLAS A. & CHIRON J.C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1 – Cycle Hercynien. Édition BRGM-ITGE, 303-338.
- DENÈLE Y. 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse III, 284 p.
- DENÈLE Y., BARBEY P., PAQUETTE J.-L., LAUMONIER B. & OLIVIER P. 2012. Time scale of gneiss dome formation and ductile flow: the Mont-Louis and Ax-les-Thermes plutons and related gneiss domes in the French Pyrenees. *Géol. France*, 1, 101-102.
- DENÈLE Y., LAUMONIER B., PAQUETTE J.-L., OLIVIER P., GLEIZES G. & BARBEY P. 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In: SCHULMANN K., MARTÍNEZ-CATALÁN J.R., LARDEAUX J.-M., JANOUSEK V. & OGGIANO G. (eds), *The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 405, sous presse.
- DENÈLE Y., OLIVIER P., GLEIZES G. & BARBEY P. 2009. Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, 244-261.
- DOBLAS M., OYARZUN R., LÓPEZ-RUIZ J., CEBRIÁ J.M., YOUNI N., MAHECHA V., LAGO M., POCOVÍ A. & CABANIS B. 1998. Permo-Carboniferous volcanism in Europe and northwest Africa: a superplume exhaust valve in the centre of Pangaea? *J. Afr. Earth Sci.*, 26, 89-99.
- DRUGUET E., CASTRO A., CHICHORRO M., PEREIRA F.M. & FERNÁNDEZ C. 2014. Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Geol. Mag.*, sous presse.
- ERNST A. & WINKLER PRINS C.E. 2008. Pennsylvanian bryozoans from the Cantabrian Mountains (northwest Spain). *Scripta Geol.*, 137, 1-123.
- FALCON-LANG H.J., HECKEL P.H., DIMICHELE W.A., BLAKE JR B.M., EASTERDAY C.R., EBLE C.F., ELRICK S., GASTALDO R.A., GREB S.F., MARTINO R.L., NELSON W.J., PFEFFERKORN H.W., PHILIPS T.L. & ROSSCOE S.J. 2011. No major stratigraphic gap exists near the Middle-Upper Pennsylvanian (Desmoinesian-Missourian) boundary in North America. *Palaio*, 26, 125-139.
- FALCONNET J. 2014. An evaluation of French amniote diversity through the Pennsylvanian-Cisuralian boundary. *Annales Paleont.*, sous presse.
- FIELDING C.R., FRANK T.D., BIRGENHEIER L.P., RYSEL M.C., JONES A.T. & ROBERTS J. 2008. Stratigraphic imprint of the Late Paleozoic Ice Age in eastern Australia: A record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *J. Geological Society, London*, 165, 129-140.
- FISCHER J., SCHNEIDER J.W. & RONCHI A., 2010. New hybondontoid shark from the Permocarboneous (Gzhelian-Asselian) of Guardia Pisano (Sardinia Italy). *Acta Palaeontologica Polonica* 55, 241-264.
- GALÉ C. 2005. Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos pérmicos en los sectores central y occidental del Pirineo. *Tesis Doct.*, Univ. Zaragoza, 457 p.
- GILBERT J.S. 1991. The stratigraphy of a proximal late Hercynian pyroclastic sequence: the Vilancós region of the Pyrenees. *Geol. Mag.*, 128, 111-128.
- GILBERT J.S., BICKLE M.J. & CHAPMAN H.J. 1994. The origin of Pyrenean Hercynian volcanic rocks (France-Spain): REE and Sm-Nd isotope constraints. *Chem. Geol.*, 111, 207-226.
- GISBERT J. 1984. Les molasses post-hercyniennes dans le Haut Urgell et la Cerdagne occidentale (Pyrénées catalanes, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298, II, 883-888.
- GLEIZES G., LEBLANC D. & BOUCHEZ J.L. 1998. The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. In: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A. & DEWEY J.F. (eds). 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 135, 267-273.
- GÓMEZ-ALBA J. 2007. La cuenca carbonífera de Surroca-Ogassa (Ripollès, Cataluña, España). *Annals Centre Estudis Comarcal Ripollès*, 4, 263 p.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J.G. 1996. A Phanerozoic time scale. *Episodes*, 19, 3-5.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J.G. 2004. A geologic time scale 2004 – why, how and where next!. *Lethaia*, 37, 175-181.
- GUIARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B., AUTRAN A., FONTEILLES M., DALMAYRAC M., VIDAL J.-C. & BANDET Y. 1992. *Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095)*. B.R.G.M., Orléans.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., MURPHY J.B., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., WEIL A.B., FRANCO M.P. & GONZALO J.C. 2011. Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle. *Geology*, 39, 155-158.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. 1990. *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge Univ Press, 263 p.
- HARTEVELT J.J.A., 1970. Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidsche Geol. Med.*, 45, 167-236.
- HECKEL P.H. & CLAYTON G. 2006. The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series and stages. *Geol. Acta*, 4, 403-407.
- HOFFMANN U., BREITKREUZ C., BREITER K., SERGEEV S., STANEK K. & TICHOMIROVA M. 2013. Carboniferous-Permian volcanic evolution in Central Europe – U/Pb ages of volcanic rocks in Saxony (Germany) and northern Bohemia (Czech Republic). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 102, 73-99.
- INNOCENT C. & BRIQUEU L. 1995. The origin of Pyrenean Hercynian volcanic rocks (France-Spain): REE and Sm-Nd isotope constraints – Comments. *Chem. Geol.*, 121, 295-297.
- KHODJANYAZOVA R.R., DAVYDOV V.I., MONTAÑEZ I.P. & SCHMITZ M.D. 2014. Climate- and eustasy-driven cyclicity in Pennsylvanian fusulinid assemblages, Donets Basin (Ukraine). *Palaeoogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 396, 41-61.
- LAGO M., ARRANZ E., POCOVÍ A., GALÉ C. & GIL-IMAZ A. 2004. Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from the late-Variscan transpression to the early Alpine extension. In: WILSON M., NEUMANN, E.R., DAVIES G.R., TIMMERMANN M.J., HEEREMANS M. & LARSEN B.T. (eds), *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*. *Geol. Soc. London, Sp. Pub.*, 223, 439-464.
- LAUMONIER B. 2008. Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. In: CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P. & BILOTTE M. (dir.), *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, 23-35.
- LAUMONIER B. (coord.) 1996. Cambro-Ordovicien. In: BARNOLAS A. & CHIRON J.C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1 – Cycle Hercynien. Édition BRGM-ITGE, 157-210.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C. & KISTER P. 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 181, 411-428.
- LAUMONIER B. et al. 2014, à par. *Notice explicative, Carte géol. France (1/50.000), feuille Prats-de-Mollo (1099)*. BRGM, Orléans.
- LUCAS C. & GISBERT-AGUILAR (coords.). 1996. Carbonifère supérieur - Permien. In: BARNOLAS A. & CHIRON J.C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1 – Cycle Hercynien. Édition BRGM-ITGE, 339-359.
- MARTÍ J. 1991. Caldera-like structures related to Permo-Carboniferous volcanism of the Catalan Pyrenees (NE Spain). *J. Volcan. Geothermal Res.*, 45, 173-186.
- MARTÍ J. & MITJAVILA J. 1988. El volcanismo tardihercínico del Pirineo catalán, II: caracterización de la actividad explosiva. *Acta Geol. Hisp.*, 23, 21-31.
- MARTINY B.M., MORÁN-ZENTERO D.J., SOLARI L., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., DE SILVA S.L., FLORES-HUERTA D., ZÚÑIGA-LAGUNES L. & LU-

- NA-GONZÁLEZ L. 2013. Caldera formation and progressive batholith construction: Geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico. *Rev. Mexic. Cienc. Geol.*, 30, 247-267.
- MCCAIG A.M. & MILLER J.A. 1986. ^{40}Ar - ^{39}Ar age of mylonites along the Mersin fault, Central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 149-172.
- MENNING M., ALEKSEEV A.S., CHUVASHOV B.I., DAVYDOV V.I., DEVUYST F.-X., FORKE H.C., GRUNT T.A., HANCE L., HECKEL P.H., IZOKH N.G., JIN Y.-G., JONES P.J., KOTLYAR G.V., KOZUR H.W., NEMYROVSKA T.I., SCHNEIDER J.W., WANG X.-D., WEDDIGE K., WEYER D. & WORK D.M. 2006. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2033 (DCP 2003). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 240, 318-372.
- MEY P.H.W., NAGTEGAAL P.J.C., ROBERTI K.J. & HARTEVELT J.J.A. 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. Sheet 8, 1:50.000. *Leidse Geol. Med.*, 41, 221-228.
- MILLER J.S.. 2008. Assembling a pluton...one increment at a time. *Geology*, 36, 511-512.
- MONTAÑEZ I.P. & POULSEN C.J. 2013. The late Paleozoic Ice age: An evolving paradigm. *Annual Review Earth Planet Sci.*, 41, 629-656.
- NAGTEGAAL P.J.C. 1969. Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 42, 143-238.
- OGG J.G., OGG G. & GRADSTEIN F.M. 2008. *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge Univ Press, 177 p.
- OREJANA D., MERINO E., VILLASECA C., PÉREZ-SOBA C. & CUESTA A. 2012. Electron microprobe monazite geochronology of granitic intrusions from the Montes de Toledo (central Spain). *Geol. J.*, 47, 41-58.
- PEREIRA M.F., CASTRO A., CHICHORRO M., FERNÁNDEZ C., DÍAZ-ALVARADO J., MARTÍ J. & RODRIGÍGUEZ C. 2014a. Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of the Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Res.*, 25, 290-308.
- PEREIRA M.F., CASTRO A. & RODRIGÍGUEZ C. 2014b. The inception of a Paleotethyan magmatic arc in Iberia. *Geosci. Frontiers*, sous presse.
- RICHARDS B.C. 2013. Current status of the International Carboniferous time scale. In: The Carboniferous-Permian Transition, *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull.*, 60, 348-363.
- ROBERT J.F. 1980. Etude géologique et métallogénique du val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées catalanes. *Thèse Doct.*, Univ. Franche-Comté, 294 p.
- ROBERTS M.P., PIN C., CLEMENS J.D. & PAQUETTE J.L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quériguit Complex, French Pyrenees. *J. Petrol.*, 41, 809-844.
- RODRÍGUEZ L., CUEVAS J., ESTABAN J.L., TUBÍA J.M., SERGEEV S. & LARIONOV A. 2014. Age of the magmatism related to the inverted Stephanian-Permian basin of the Sallent area (Pyrenees). In: LLANA-FÚNEZ S., MARCOS A. & BASTIDA F. (eds), Deformation Structure and Processes within the Continental Crust. *Geol. Soc., London Sp. Pub.*, 394, sous presse.
- ROSCHER M. & SCHNEIDER J.W. 2006. Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of Central Europe in a regional and global context. In: LUCAS S. G., CASSINIS G. & SCHNEIDER J. W. (eds), Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. *Geol. Soc., London, Spe. Pub.*, 265, 95-136.
- SAURA E. & TEIXELL A. 2006. Inversion of small basins: effects on structural variations at the leading edge of the Axial Zone antiformal stack (Southern Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.*, 28, 1909-1920.
- SCHNEIDER J.W., KÖRNER F., ROSCHER M. & KRONER U. 2006. Permian climate development in the northern peri-Tethys area – The Lodève basin, French Massif Central, compared in a European and global context. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 240, 161-183.
- SCHNEIDER J.W., WERNEBURG R., LUCAS S., BARRICK J.E., SABER H. & FISCHER J. 2013. Nonmarine-marine correlation of European and North American late Carboniferous and Early Permian deposits. In: The Carboniferous-Permian Transition, *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull.*, 60, 372.
- SOLER A. & ENRIQUE P. 1989. La terminación sur-occidental del batolito de Andorra - Mont Lluís: características petrológicas y geoquímicas. *Acta Geol. Hisp.*, 24, 139-146.
- SOLIVA J., PISTRE S., ARTHAUD F., BRUNEL M. & MALUSKI H. 1993. Alpine reactivation of late-Variscan shear zones in Eastern Pyrenees : ^{40}Ar - ^{39}Ar mineral dating of Millas and St-Laurent granitoids. *Terra Nova*, 5, 395-396.
- SORIANO C., MARTÍ J. & CASAS J.-P. 1996. Palinspatic reconstruction of Permo-Carboniferous basins involved in Alpine deformation: the Erill Castell-Estac basin, Southern Pyrenees, Spain. *Geol. Mijnbouw*, 75, 43-55.
- SOULA J.-C., LAMOUREUX C., VIALARD P., BESSIÉRE G., DEBAT P. & FERRET B. 1986. The mylonites zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129, 115-147.
- SOULA J.-C., LUCAS C. & BESSIÉRE G. 1979. Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older Variscan structures: field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, 58, T1-T9.
- SPEKSNIJDER A. 1985. Anatomy of a strike-slip fault controlled sedimentary basin, Permian of the Southern Pyrenees, Spain. *Sedim. Geol.*, 44, 179-223.
- SPEKSNIJDER A. 1987. The structural development of the Orri Dome, southern Variscan Pyrenees, Spain. *Eclogae geol. Helv.*, 80, 697-733.
- TALENS J. & WAGNER R.H. 1995. Stratigraphic implications of late Carboniferous and early Permian megafloras in Lérida, south-central Pyrenees; Comparison with the Cantabrian Mountains. *Colog. Paleont.*, Madrid, 47, 177-192.
- VAN LICHTERVELDE M., DE SAINT BLANQUAT M., OLIVIER P., GRAND'HOMME A., GERDES A. & MELGAREJO J.C. 2014. Résumé soumis à l'IMA2014, South Africa.
- VISSERS R.L.M. 1992. Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11, 1369-1384.
- VALERO GARCÉS B.L. & GISBERT J. 2004. El Estephaniense y Pérmico de los Pirineos. In: VERA J.A. (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 266-268.
- WAGNER R.H. & ÁLVAREZ-VÁZQUEZ C. 2010. The Carboniferous floras of the Iberian Peninsula: A synthesis with geological connotations. *Rev. Palaeobot. Palyn.*, 162, 239-324.
- WATERS C.N. 2011. A Revised Correlation of Carboniferous Rocks in the British Isles. *Geol. Soc., Sp. Reports*, 26, 187 p.
- WEIL A.B., GUTIÉRREZ-ALONSO G., JOHNSTON S.T. & PASTOR-GALÁN D. 2013. Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, 582, 25-49.