

Colloque de Pau, 20 et 21 septembre 2008  
PYRÉNÉES D'HIER ET D'AUJOURD'HUI

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.

BERNARD LAUMONIER

## Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes

*LAEGO-Mines, École des Mines, 54042 NANCY Cedex*

**Résumé.** — Assez peu affecté par la tectonique alpine, le socle hercynien affleure largement dans les Pyrénées, et son évolution polycyclique, pendant 350 Ma (~600-260 Ma), peut assez facilement être décryptée. On doit distinguer une histoire pré-hercynienne (anté-Ordovicien supérieur, ~600-460 Ma), marquée par la fin du cycle cadomien fini-protérozoïque (~600-540 Ma) et les événements sardes médio-ordoviciens, et une histoire hercynienne proprement dite (460-260 Ma). Après une longue période de sédimentation pré-orogénique (Ordovicien supérieur fortement discordant sur la série pré-hercynienne, Silurien à Carbonifère inférieur, 460-325 Ma) puis syn-orogénique (Carbonifère "moyen", 325-310 Ma), se déroule l'étape majeure de l'orogénèse hercynienne (Carbonifère supérieur, 320-300 Ma), pendant laquelle déformations, métamorphismes et plutonisme se succèdent et s'associent de manière très complexe. À une chaîne "froide" précoce namuro-westphalienne, marquée par la formation d'un prisme crustal (plis couchés et chevauchements à vergence S, métamorphisme barrovien), succède une chaîne "chaude" tardive westphalo-stéphaniennne, marquée par un intense plutono-métamorphisme de basse pression. Une étape fini-hercynienne (Stéphano-Permien, 300-260 Ma), molassique et volcanique, achève le cycle hercynien. Cette orogénèse est liée, d'une part à la convergence N-S responsable de la chaîne hercynienne ouest-européenne dans son ensemble et d'autre part, plus localement, au jeu dextre d'une probable paléo-faille nord-pyrénéenne : les Pyrénées hercyniennes sont une chaîne sur décrochement, ce qui est un point commun avec les Pyrénées alpines.

*Ce texte est dédié à Gérard Guitard, mon maître ès géologie hercynienne*

Souvent débarrassé de sa couverture alpine par les érosions récentes, le socle hercynien - les terrains structurés par l'orogénèse hercynienne fini-paléozoïque - affleure largement dans les Pyrénées, dans la zone axiale (ZA) et la zone nord-pyrénéenne (ZNP) : il constitue l'essentiel de la ZA, massif long de 350 km et dont la largeur peut atteindre 50 km, et forme également les massifs basques, les massifs nord-pyrénéens et le massif de Mouthoumet, beaucoup plus petits. Le socle hercynien des Pyrénées a fait l'objet de nombreuses études depuis un demi-siècle. Cependant, bien des points de son évolution restent controversés et des interprétations contradictoires sont avancées (voir la volumineuse *Synthèse des Pyrénées*, Barnolas & Chiron, 1996, tome 1, *le cycle hercynien* ; ci-après dénommée "Synthèse"). Le bref

aperçu qui en est donné ici met l'accent sur les résultats nouveaux qui ont émergé ces dix dernières années ; il reflète évidemment les conceptions de l'auteur et ne pourra donc pas satisfaire tous les chercheurs qui ont travaillé ou travaillent encore sur la région...

### I. LES TEMPS PRÉ-HERCYNINIENS (~ 600 à 460 Ma)

#### A. Lithostratigraphie et âge des terrains pré-hercyniens

Dans la ZA, les terrains pré-hercyniens, c'est à dire ceux qui sont antérieurs à l'Ordovicien supérieur, apparaissent au cœur de dômes hercyniens tels ceux du Canigou-Carança, de

l'Aston-Hospitalet, du Haut-Pallars ou de la Garonne. Il s'agit de *métasédiments* toujours plus ou moins déformés, peu métamorphiques (schistes grésopélitiques et ardoisiers, ampélites - black shales ou "carburés", quartzites, calcaires et dolomies, roches volcano-détritiques) ou au contraire très métamorphiques (micaschistes, marbres, paragneiss, migmatites), et de *métagranites* (orthogneiss du type gneiss œillés du Canigou) associés à de rares ortho-amphibolites.

Dans la ZA orientale, la lithostratigraphie de la série pré-hercynienne, épaisse de 4 à 8 km, est aujourd'hui bien établie (Cavet, 1957 ; Laumonier, 1988, "Synthèse" ; Laumonier *et al.*, 2004). La partie inférieure constitue le *Groupe de Canaveilles*, divisé en deux formations (Fm. de Canaveilles à la base, Fm. de Cabrils au sommet) ; il est riche en marbres et en horizons volcano-sédimentaires ("grauwackes", grès plagioclasiques ou "granulés", tufs rhyodacitiques à andésitiques). Au-dessus vient le Groupe de Jujols avec, de bas en haut, les Sous-Groupes d'Évol et de Jujols. Le Sous-Groupe d'Évol est essentiellement représenté par la *Formation d'Évol*, grésopélitique, caractérisée par ses grès grossiers ("microconglomérats" : quarzarénites et quartzwackes). De la Cerdagne à la Méditerranée, la base du Sous-Groupe d'Évol est représentée par *Formation de Tregurà*, olistostromique et carbonatée. Le Sous-Groupe de Jujols, carbonaté à sa base (*Formation de Valcebollère*), est principalement formé par les argilo-siltites rubanées ("schistes de Jujols") de la *Formation de Jujols*, qui est localement surmontée par la *Formation de Font-Frède*, grésopélitique. Dans la ZA centrale n'affleure que le Groupe de Jujols, anciennement connu sous le nom de *Formation de Seo*. La Fm. d'Évol y est très épaisse, dans le Haut-Pallars en particulier, et on peut la subdiviser en trois formations, de bas en haut, les *Fms. d'Alos-de-Isil*, de *Lleret-Bayau* (carbonatée) et *d'Alins*. La série pré-hercynienne des dômes occidentaux (Garonne, Lis, Pierrefitte) est rapportée à la Fm. d'Évol. Dans les massifs nord-pyrénéens, les terrains les plus profonds, très métamorphiques (Gneiss de Caramany et de Bélesta du massif de l'Agly, en particulier), sont assimilés au

Groupe de Canaveilles, et notamment à la partie inférieure de ce groupe qui n'affleurerait pas dans la ZA du fait d'un niveau d'érosion moins profond, sauf dans le massif des Albères (Gneiss de Laroque).

Dans le massif de Mouthoumet, des pélites trémadociennes surmontées d'un flysch arénigien reposent sur des "schistes de Jujols" azoïques, ce qui suggère un âge pré-ordovicien pour la Fm. de Jujols. L'Arénigien est également connu au Pays basque (massif des Aldudes), mais dans une série difficilement comparable à celle du reste des Pyrénées.

L'ensemble des données disponibles, directes (rares fossiles, datation des niveaux tuffacés : ~580 Ma pour des tufs du milieu de la Fm. de Canaveilles) ou indirectes (comparaison avec les régions voisines, notamment avec l'Ibérie centrale), permet d'attribuer, en première approximation, le Groupe de Canaveilles au Précambrien (Néoprotérozoïque supérieur ou Édiacarien), le Sous-Groupe d'Évol au Cambrien inférieur (des archéocyathes ovétiens ont été découverts dans une fenêtre tectonique de la zone sud-pyrénéenne orientale, à Terrades) et la Fm. de Jujols au Cambrien moyen-supérieur (à Trémadocien ?). La Fm. de Tregurà, quand elle existe, représenterait la base du Cambrien et pourrait même reposer en discordance cartographique sur la Fm. de Cabrils (massif du Cap de Creus). Il n'est donc plus justifié d'utiliser le terme de "Cambro-Ordovicien" pour désigner la série pré-hercynienne de la ZA et de la ZNP ; ce terme ne peut que désigner l'ensemble des terrains pré-siluriens.

Les *orthogneiss métagranitiques* (anciens granites calcoalcalins monzonitiques à biotite souvent porphyroïdes et à texture rapakivi, granodiorites à biotite, leucogranites à biotite ou à muscovite, aplites ; Guitard, 1970) constituent de vastes (jusqu'à > 50 km) corps stratiformes encaissés dans le Groupe de Canaveilles (de Mont-Louis aux Albères) ou à la base de la Fm. d'Évol (Aston-Hospitalet), et dont l'épaisseur peut atteindre 3 km. Longtemps considérés dans les Pyrénées orientales comme le socle cadomien (d'après un âge de ~580 Ma attribué à ces roches) sur lequel se

serait déposée en discordance majeure une couverture sédimentaire d'âge paléozoïque inférieur représentée par les métasédiments encaissants, ces métagranites sont aujourd'hui bien datés de 475-470 Ma, c'est à dire de l'Ordovicien inférieur, plus exactement de l'Arénigien (Laumonier *et al.*, 2004). Il ne peut donc s'agir que d'intrusions laccolithiques de cet âge et non d'un socle cadomien, dont la notion doit être définitivement abandonnée, de même que celle d'un grand pli couché ("pli pennique" ; Guitard, 1970) qui doublerait la limite socle-couverture (limite orthogneiss-métasédiments) dans le massif du Canigou.

### **B. La géodynamique pré-hercynienne**

Le Groupe de Canaveilles, comme le Briovérien supérieur breton, enregistre la fin du *cycle cadomien* (panafricain), entre ~600 et ~540 Ma. Il s'agit de la partie supérieure d'une série volcano-sédimentaire très épaisse (10-20 km ?), comme l'atteste l'abondance des zircons "cadomiens" hérités dans les granites ordoviciens qui résultent de la fusion de la partie inférieure de cette série. Elle a pu se déposer dans une vaste mer marginale, dans un contexte de marge active (avec arcs volcaniques ou continentaux, subductions, collisions locales, à l'image de la marge actuelle du Nord-Ouest du Pacifique) entre la pangée (Gondwana) et la panthassa (Proto-Téthys) de l'époque (Fig. 1). Ce bassin très subsident se serait développé aux dépens d'une croûte paléoprotérozoïque (Éburnéen : ~2000 Ma) très étirée qu'il n'est pas possible d'identifier formellement dans les Pyrénées, car elle a été complètement recyclée dans la croûte inférieure granulitique hercynienne finicarbonifère. On ne connaît ni déformations ni métamorphisme cadomiens dans les Pyrénées.

Au début du Cambrien, la marge devient passive, le bassin pyrénéen formant ensuite (Cambrien et début de l'Ordovicien) une vaste plate-forme plus ou moins profonde et subsidente.

À l'Ordovicien se déroulent des événements que l'on qualifiera globalement de *sardes*. À l'Arénigien, en contexte extensif, se mettent en

place les plutons granitiques, en réponse probablement à l'intrusion massive mais brève, en base de croûte, de magmas basiques mantelliques, ce qui déclenche localement la fusion de cette croûte ; en surface, la sédimentation s'interrompt, semble-t-il. À l'Ordovicien moyen (*s.l.*), la série pré-hercynienne se soulève, bascule et localement (dans les Aspres, à l'E du Canigou) se plisse vigoureusement, en contexte possiblement transpressif, tandis qu'une érosion importante fait disparaître jusqu'à 3 km de série. Cette *phase sarde* médio-ordovicienne a comme conséquence, dans la ZA surtout, la discordance cartographique et angulaire sur différents termes du Groupe de Jujols de l'Ordovicien supérieur, lequel se dépose dans un régime tectonique redevenu extensif ; localement (massif de Mouthoumet), l'Ordovicien moyen, qui partout ailleurs manque, est marqué par un volcanisme dacitique.

Les Pyrénées (sauf le Pays basque peut-être) sont donc intermédiaires entre le Massif central et l'Ibérie, où la sédimentation ordovicienne serait continue, dans un contexte toujours extensif associé à l'ouverture de l'océan du Massif central, et les domaines méditerranéens (Sardaigne...), où l'on évoque une subduction, et surtout les domaines sud-alpins, où l'on parle même de collision, c'est à dire d'une véritable orogénèse ; l'ouverture de la Paléo-Téthys, entre le Gondwana, au Sud, et un ensemble de blocs continentaux (le Continent des Huns, incluant les futures Pyrénées mais aussi l'Ibérie, le Massif central, la Sardaigne, les blocs alpins...), a pu également influencer l'évolution du domaine pyrénéen à l'Ordovicien.

## **II. LA SÉRIE HERCYNIENNE PRÉ- À SYN-OROGÉNIQUE (ORDOVICIEN SUPÉRIEUR À CARBONIFÈRE "MOYEN" : 460 à ~310 Ma)**

### **A. La série pré-orogénique (Ordovicien supérieur à Carbonifère inférieur : 460-325 Ma)**

Une longue (135 Ma) période de sédimentation marine est à l'origine d'une série très va-

riée, de moins de 5 km d'épaisseur, déposée en conditions de plate-forme plus moins profonde, deltaïque ou plus souvent carbonatée, de talus ou de bassin profond. Il est impossible d'en donner le détail (voir " Synthèse"), seuls quelques traits remarquables seront exposés ici.

- L'*Ordovicien supérieur* (~15 Ma) forme une séquence transgressive débutant par le Conglomérat du Caradoc (Fm. de Rabassa) épais de 0-200 m, à galets de quartzite et de quartz. Puis viennent des pélites grauwackeuses (Fm. de Cava) avec, localement, des volcanites rhyo-dacitiques ("porphyrite" des Aspres, datée à ~450 Ma - Ashgillien), puis des calcaires et pélites calcareuses fossilifères (Fm. d'Estana ou Grauwacke à Orthis ou Schistes troués) de l'Ashgillien moyen, des pélites sombres (Fm. d'Ansobell) à diamictites (sédiments glacio-marins enregistrant la glaciation hirnantienne fini-ordovicienne) et enfin des quartzites (Fm. de Bar).

- Le *Silurien* (~30 Ma) n'est représenté, en général, que par 100-200 m de black shales (ampélites) à graptolithes suivis de calcaires noirs à orthocères, déposés sur une plate-forme profonde, euxinique. C'est un niveau de décollement majeur lors de la tectonique hercynienne.

- Le *Dévonien* et le *Carbonifère inférieur* (~90 Ma) forment une série épaisse de 1 km à l'Est, où elle est essentiellement carbonatée, et de 3-4 km à l'Ouest, où elle est souvent silico-clastique, notamment au Pays basque. La variabilité de la série, très forte à certaines époques (au Frasnien, notamment), est accentuée par le fait que les différentes parties du bassin ont été rapprochées par la tectonique tangentielle hercynienne, voire alpine.

Le *Dévonien inférieur-moyen* (200-2000 m) est formé de deux séquences, silto-pélitiques à la base, devenant marneuses puis carbonatées au sommet. La première (Lockhovien à Emsien inférieur) s'achève par 100-500 m de calcaires et dolomies emsiens, souvent massifs, clairs, formant un horizon bien repérable. La seconde (Emsien supérieur à Givétien) est essentiellement silto-pélitique au centre de la chaîne ; elle se termine par des calcaires réci-

faux à polypiers givétiens, très épais (300 m) dans l'Ouest de la ZA (vallée d'Aspe), minces à l'E où ils sont associés à des calcaires à silex et des calcaires à *stromatactis* ("marbre flam-bé" de Villefranche, rose et blanc).

Au *Frasnien* s'individualise au centre-Ouest de la ZA un graben profond, orienté E-W, dans lequel se déposent 500-800 m de grès verts turbiditiques (séries de Sia et de Las Bordes) ; au N, au S et surtout à l'E, ce bassin est encadré par des plate-formes à minces (50-100 m) dépôts calcaires plus ou moins récifaux. Les grès verts frasnien atteignent 1000 m d'épaisseur au Pays basque, sous des faciès moins profonds.

Au *Dévonien terminal* et au *Carbonifère inférieur*, les dépôts sont à dominante carbonatée (calcaires amygdalaires viséens, par ex.), minces (20-100 m), profonds, homogènes, souvent remarquables : calcaires "griottes" rouges noduleux à goniatites du Famennien inférieur-moyen ; lydiennes (anciennes radiolarites) noires, nodules phosphatés et jaspes verts (anciennes cinérites) du Tournaisien. Cette séquence peut reposer en discordance cartographique sur des termes plus anciens à différents endroits de la chaîne, en relation avec l'existence d'un domaine émergé ("Ebroia") au S des Pyrénées.

### **B. La série syn-orogénique (Carbonifère "moyen" : 325-310 Ma)**

Un flysch (dépôts de bas de pente et de cônes profonds), le *Culm*, gréso-pélitique et conglomératique, à olistolithes carbonatés au N du domaine et dont l'épaisseur atteint 1000 m, apparaît de manière diachrone au Viséen terminal V3c (N et E de la chaîne), au Namurien A ou B-C (centre), au Westphalien A (SW de la ZA : Haut-Aragon). D'âge namurien à Westphalien A (et Westphalien C au Pays basque), le Culm, vers le S et l'W, passe latéralement aux "Calcaires à laminites", dépôts de plate-forme profonde namuro-westphaliens, et/ou les surmonte. Le tout suggère un bassin très dissymétrique formé par une succession de sous-bassins de courte durée de vie (~5 Ma), profonds, subsidents, alimentés de-

puis le N par l'érosion de sous-bassins plus anciens (qui sont cannibalisés) et de petites plate-formes récifales (à l'origine des olistolithes, ce qui permet de dater le flysch, par ailleurs peu fossilifère), et passant vers le S à une plate-forme carbonatée distale. L'ensemble du dispositif migre vers le S et l'W et est généralement interprété comme un bassin flexural d'avant-pays, lié à la progression du NE vers le SW d'une zone de déformation, d'où le caractère syn-orogénique de la sédimentation de cette période (Delvolvé *et al.*, 1998).

### III. L'OROGENÈSE HERCYNIENNE (CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR : 325 à 300 Ma)

Elle se déroule du début du Namurien (~325 Ma) au milieu du Stéphanien (~300 Ma) et se traduit par des déformations superposées de toute taille et de tous types, des métamorphismes et un intense plutonisme présentant entre eux des relations complexes. Elle a fait l'objet de nombreux travaux dont les conclusions sont parfois très divergentes. Les désaccords, nombreux, portent sur : le nombre, l'orientation et l'âge de la (ou des) schistosité(s) régionale(s) majeure(s) ; le nombre de phases tectoniques (de 2 à 8) ; le régime tectonique dominant (compressif, extensif ou décrochant) ou la succession des régimes tectoniques ; l'importance ou l'absence du diapirisme crustal ; le caractère monocyclique ou polycyclique du métamorphisme ; les relations entre déformation, métamorphisme et plutonisme ; l'interprétation géodynamique.

Le modèle proposé ici est principalement basé sur l'étude des Pyrénées orientales depuis les années 60-70 (G. Guitard, A. Autran, B. Laumonier ; par ex., Autran *et al.*, 1970 ; Laumonier et Guitard, 1978) ; il est compatible (Laumonier, 2004) avec les résultats obtenus dans les Pyrénées centrales, qu'ils soient anciens (H.J. Zwart et ses élèves, dans les années 60 et 70 ; synthèse *in* Zwart, 1979) ou récents (G. Gleizes, depuis les années 90 et 2000 ; par ex., Gleizes *et al.*, 1998 ; Denele *et al.*, 2008). En revanche, d'autres travaux sont peu compa-

tibles avec le présent modèle, tels ceux réalisés dans les années 80 par les chercheurs toulousains (p. ex., Soula *et al.*, 1986), hollandais (p. ex., Vissers, 1992) ou anglais (Wickham & Oxburgh, 1986), ou bien ceux, plus récents, des chercheurs catalans et espagnols (p. ex., García-Sansegundo, 1992 ; Carreras & Capellá, 1994 ; Druguet, 2001).

Dans chaque région, il est possible d'identifier des structures précoces (plis couchés, chevauchements, schistosité régionale), développées en climat métamorphique barrovien, et des structures et des événements tardifs (plis et schistosités, métamorphisme de HT-BP, plutonisme, mylonitisation) qui les remanient : à une chaîne précoce "froide" succède une chaîne tardive "chaude".

#### A. Les événements précoces (D1-D3)

Dans l'E de la ZA se forment, successivement : (i) des plis P1 couchés à déversés, hecto- à kilométriques, aschisteux, accompagnés des premiers chevauchements (*phase D1*) ; (ii) une schistosité S2 NE-SW et de rares plis P2 déversés au SE (*phase D2*) ; (iii) la schistosité régionale majeure S3, subhorizontale, accompagnée de plis P3 de taille modeste, et les chevauchements majeurs C3 (*phase D3*) ; S3 et C3 recourent clairement les plis P1.

Quatre unités tectoniques séparées par trois chevauchements C3 sont identifiées, de haut en bas : (i) *la nappe de Villefranche-de-Conflent* (U4), à matériel Dévono-Carbonifère (Dévonien à faciès plate-forme) incluant les plis couchés P1 du Coronat ; elle se retrouve, ou ses équivalents, au N (nappe du Pays de Sault) et au S (nappe de la Tosa) ; (ii) *la nappe du Conflent* (U3), à Dévonien de faciès bassin ; (iii) *la nappe du Puigmal* (U2), dans laquelle l'Ordovicien supérieur et la série préhercynienne sont affectés de plis P1 (plis du Conflent ; pli de Valcebollère en Cerdagne) ; (iv) *l'unité du Canigou* (autochtone relatif, U1), avec les gneiss du Canigou et la partie inférieure de la Fm. de Canaveilles. L'interférence entre les mégaplis P1 et les chevauchements C3 fait que ces derniers sont tantôt addi-

tifs, tantôt soustractifs, vis-à-vis de la lithostratigraphie.

Cette structuration se retrouve dans le Sud des Pyrénées centrales, où des plis précoces droits ou couchés, aschisteux ("pre-main phase", ~D1-2), recoupés par la schistosité régionale ("main phase" ~D3), sont décrits depuis longtemps (Zwart, 1979). En particulier, le synclinal de Llarvorsi prolonge le pli P1 de Valcebollère et est recouvert par la nappe du Segre qui est corrélable à l'unité U4. Plus au NW, une unité à Dévonien de faciès plate-forme (U4) repose par le chevauchement du Port de Salau sur une unité à Dévonien de faciès bassin (U3), qui lui-même repose sur la Fm. d'Évol du Haut-Pallars (U2) par le chevauchement "soustractif" de Marimanya.

Dans la moitié occidentale de la ZA (dôme de la Garonne et plus à l'W), il n'a pas clairement été décrit de structures D1 : dans ces régions, les premières déformations pourraient correspondre à la phase D3 de la ZA centro-orientale. C'est la raison pour laquelle le Silurien, non plissé, a pu jouer son rôle classique de niveau de décollement majeur pendant D3, séparant une "suprastructure" (Dévono-Carbonifère) et une "infrastructure" (terrains pré-siluriens) à déformation contrastée.

Pendant D1 et surtout D3, le raccourcissement N-S a été considérable : 100 à 150 km pour la seule ZA orientale, large de seulement 50 km (Laumonier & Autran, 2001). L'épaississement, sans doute important, est difficile à évaluer mais il est à relier au métamorphisme barrovien ( $M_I$ ) qui se développe pendant D3, comme le montre la fréquence du disthène relique dans les niveaux structuraux profonds. L'occurrence, dans le cœur du dôme du Canigou, d'une paragenèse à disthène-staurotide, atteste de conditions franchement mésozonales (~575 °C à ~20 km de profondeur) à cet endroit. Cependant, les déformations décrites ci-dessus se sont pour l'essentiel déroulées dans l'épizone (< 450 °C) ou dans une mésozone légère à biotite (~450-500 °C).

Les plis couchés P1, les chevauchements C3 et la schistosité ubiquiste S3, ainsi que le métamorphisme barrovien  $M_I$ , évoquent la formation (D1) d'une chaîne de plis et chevauche-

ments (un "fold-and-thrust belt"), globalement E-W et à vergence S, puis son enfouissement (D3) avec formation d'un prisme tectonique sous un système de nappes supérieures, bien sûr venues du N, épaisses d'une dizaine de kilomètres et totalement érodées par la suite.

### **B. Les événements tardifs (D4-D8)**

Par commodité, on peut distinguer quatre stades dans une évolution structurale et pluto-métamorphique continue qui débute immédiatement après que le prisme tectonique élaboré pendant D1-3 ait commencé son exhumation, par le jeu conjoint d'une tectonique extensive et de l'érosion.

#### *1. Extension syn-convergence, métamorphisme HT-BP ( $M_{II}$ ) et début du plutonisme (D4)*

Les structures très variées post-S3 et antédoming D5-6, définissent la phase D4 : plis hecto- à kilométriques et microplis E-W, couchés-déversés au N, et présentant un allongement E-W (plis "b") ; schistosité plate S4, parfois intense dans les niveaux profonds méso-catazonaux, se superposant à S3 qui devient alors une S3-4 (massif de Lis-Caillaouas, par ex.) ; étirements minéralogiques E-W ; rotation dextre (en regardant vers le N) de porphyroblastes autour d'un axe N-S. L'association d'un raccourcissement N-S, d'un allongement E-W fort mais inégalement réparti, d'un amincissement vertical et d'un cisaillement subhorizontal diffus tel que les niveaux supérieurs sont déplacés vers l'E, traduit un régime de déformation de type *extension syn-convergence* avec *échappement* vers l'E du haut de la pile tectonique, sans que toutefois n'apparaisse de détachement bien localisé entre les croûtes supérieure et moyenne.

Le métamorphisme HT-BP,  $M_{II}$ , est classique dans les Pyrénées depuis les années 60 (Guillard, 1960, 1965, 1970 ; Zwart, 1960, 1979 ; "Synthèse" ; revue in Laumonier & Marignac, soumis). Les zones à chlorite-muscovite (épizone), à biotite, puis à cordiérite et/ou andalousite, puis à sillimanite-muscovite (méso-

zone), à sillimanite-feldspath potassique immédiatement suivie de l'anatexie (catazone) et enfin la zone des granulites (massifs nord-pyrénéens), se succèdent du haut vers le bas. La staurotide est fréquente dans la zone à andalousite ( $M_{II}$  est de type "intermédiaire de basse pression"). Les isogrades sont stratiformes, faiblement obliques sur les limites lithostratigraphiques ( $M_{II}$  est un métamorphisme "régional") ; cependant, la mésozone, qui ne dépasse pas la Fm. de Canaveilles inférieure dans le massif du Canigou, atteint la Fm. d'Évol (massifs de l'Aston-Hospitalet, de Pierrefitte) et même le Siluro-Dévonien (dôme de la Garonne) plus à l'W. La porphyroblastèse est clairement post-S3, globalement syn-D4 ; loin des grands plutons,  $M_{II}$  culmine à la fin de D4. L'instabilité de la staurotide (minéral appartenant à  $M_{II}$  et non pas hérité de  $M_I$ ) traduit une chute de pression de  $\sim 0,5$  kbar au sommet de la mésozone, la profondeur passant de  $\sim 11$  km au début de D4 à  $\sim 9$  km à la fin, tandis que la température s'élevait ; cette évolution est cohérente avec le caractère extensif de D4.

Dans la croûte moyenne mésozonale, le plutonisme se manifeste dès D4 : sills de leucogranites alumineux ; base stratiforme granodioritique à tonalitique des plutons de Mont-Louis et de la Jonquera. Le sill charnockitique d'Ansignan (massif de l'Agly), installé dans les granulites, peut se mettre en place à ce moment. Métamorphisme de contact des intrusions profondes et métamorphisme régional  $M_{II}$  se confondent, le premier ne faisant qu'intensifier le second.

D4 est donc marquée par l'étroite association spatio-temporelle d'une structuration nettement extensive, de l'ascension et de la culmination du métamorphisme  $M_{II}$  HT-BP et de la mise en place de granitoïdes stratiformes dans la mésozone (plutons dits "inférieurs").

## 2. Formation des dômes et synclinaux droits tardifs (D5-6)

Les structures cartographiques les plus évidentes sur la carte géologique de la France sont les vastes (typiquement, 40x20 km) dômes anticlinaux (Canigou-Carança, Aston-

Hospitalet, Garonne, etc.) et les synclinaux plus longs et plus étroits, souvent faillés, qui les séparent (par ex., le synclinal de Villefranche, qui s'appuie au N contre la faille de Mérens). Ces plis droits sont globalement orientés E-W et leur amplitude verticale atteint 10 km. Les dômes, très clairement, plissent la série pré-hercynienne (S0), les méta-granites ordoviciens, les structures D1-3 et D4 (en particulier, S3 et S4 et les chevauchements C3), ainsi que les isogrades  $M_{II}$  et les granitoïdes stratiformes syn-D4. Les dômes thermiques dessinés par les isogrades  $M_{II}$  sont donc secondaires, structuraux, et non primaires, diapiriques par ex. ; la culmination de  $M_{II}$  est bien anté-D5-6. Dans les zones synclinales (des synclinoriums souvent) à matériel dévono-carbonifère anchi-épizonal, S0 et S3 sont redressées, parfois difficiles à distinguer de la schistosité S5-6 subverticale, souvent bien développée ; de ce fait, la phase de déformation majeure (D3) a pu à tort être considérée comme une phase plissement droit, par ex. en Ariège. Le régime tectonique est compressif, ce qui freine l'ascension des magmas : rares sont les plutons syn-D5-6 (granite du Canigou, peut-être).

## 3. Fin du plutonisme en régime décrochant (D7)

Les nombreux plutons dits "supérieurs" (Millas, Quérigut, Andorre, Maladeta, Néouvielle, Caunterets...), y compris le sommet des plutons de la Jonquera et de Mont-Louis, sont vastes (une vingtaine ont entre 10 et 30 km de long) et légèrement allongés en E-W. Ils sont généralement composites et à zonation normale ; ils se sont mis en place de façon centripète (le cœur granitique est plus récent que la périphérie granodioritique, qui peut être fortement déformée). Ils sont développés dans l'épizone régionale et sont nettement sécants sur les structures précoces ; aux bordures E des plutons de Mont-Louis et de St-Arnac (massif de l'Agly), les isogrades de contact, à fort pendage, recoupent les isogrades régionaux épi-mésozonaux.

La cinématique de la phase D7 est marquée par un étirement NNE-SSW et un raccourcis-

sement NNW-SSE, aussi bien pour les structures de l'encaissant des plutons (plis P7 N-S à NE-SW, droits ou déversés au SE, aux bordures E et W des plutons ; reprise en cisaillement dextre des surfaces S0-3 à fort pendage au N et au S des plutons) que dans les plutons (foliations et linéations mises en évidence par l'analyse de la susceptibilité magnétique ou ASM), ce qui suggère une mise en place en contexte décrochant E-W dextre pendant D7. Ce régime tectonique a localisé et favorisé l'ouverture des volumes occupés par les plutons ("transtension"), dont la mise en place s'est faite aussi par gonflement. Les plutons sont en partie laccolithiques, notamment à leur base (Quérigut), avec des racines, inclinées vers le N, selon lesquelles s'est faite la montée des magmas.

#### 4. Mylonitisations tardives rétro-morphiques (D8)

Postérieurement à la fin de la mise en place des plutons se produisent des déformations mylonitiques de deux types : dans la ZA, spécialement dans la partie orientale (zones mylonitiques de la Têt, du Perthus, etc.), bandes mylonitiques épaisses, NE-SW, E-W et NW-SE à fort pendage N, décro-chevauchantes (dextres-inverses) traduisant un raccourcissement NW-SE ; dans la ZNP, bandes très minces, à faible pendage, normales, traduisant une extension NE-SW. Cette cinématique est donc proche de celle de D7. Les mylonites de la ZA et de la ZNP s'interprètent, respectivement, comme des zones transpressives et transtensives dans une zone de décrochement majeure dextre, E-W, parallèle à la chaîne. Il faut noter que ces zones mylonitiques, si elles ont pu jouer pendant l'orogénèse alpine, sont fondamentalement hercyniennes.

#### 5. L'évolution crustale pendant les phases tardives (D4-8)

Au début de D4, en régime tectonique extensif, des magmas basiques très chauds, d'origine mantellique, dont les témoins sont les enclaves dioritiques des granodiorites et les corps basiques présents dans la ZNP (Castillon...),

s'injectent brutalement à la limite croûte-manteau ou en base de croûte et font fondre massivement la croûte inférieure (vers 20-30 km et 800-900 °C : granulites ; ces granulites de basse pression représentent, soit des magmas comme la charnockite d'Ansignan, soit des restites), ainsi que la croûte moyenne (vers 10-20 km et 700-800 °C : migmatites) (Vielzeuf, *in* "Synthèse"). Le métamorphisme régional  $M_{II}$ , plus ou moins stratoïde, s'installe alors. Il a valeur de métamorphisme de contact des magmas profonds, d'où la notion de *pluto-no-métamorphisme*. Le régime extensif permet la mise en place, dans la catazone et la mésozone, de sills et de laccolithes granodioritiques (issus de la fusion de la croûte inférieure) et granitiques (fusion de la croûte moyenne : granites d'anatexie). Dès D4, il est probable que la croûte, qui avait été épaissie pendant les phases précoces D1-3, a retrouvé une épaisseur "normale", soit environ 30 km.

Pendant D5-6, le régime tectonique redevenant compressif, la croûte supérieure restée rigide peut se découpler de la croûte inférieure granulitique grâce à la croûte moyenne fondue et se plisser en grand par "flambement", formant les dômes et synclinaux tardifs. Les magmas, toujours présents en profondeur, ne se déplacent guère vers le haut à ce stade ; ils s'accumulent passivement dans les zones anticlinales, qui ne sont donc pas de véritables diapirs.

Pendant D7, en régime tectonique décrochant, une partie des magmas profonds s'extrait de la croûte fondue et se transfère dans l'épizone, formant les plutons supérieurs discordants, presque tous localisés dans les zones synclinales tardives. Ce régime perdure pendant D8 cependant que la croûte se refroidit rapidement : les mylonites, décro-chevauchantes (ZA) ou extensives (ZNP), se forment en conditions rétro-morphiques, dans le domaine de stabilité de la biotite puis dans celui de la chlorite, au niveau de la mésozone  $M_{II}$  et des plutons. On peut penser que la croûte est, pour l'essentiel, redevenue solide ( $T < 700$  °C en base de croûte) à ce stade.

#### 6. Le métamorphisme barrovien tardif $M_{III}$

À l'extrême Est de la ZA (massifs des Albères et du Cap de Creus), un métamorphisme épi-mésozonal barrovien  $M_{III}$  à paragonite, chloritoïde, grenat, disthène et staurotide se développe aux dépens de la mésozone  $M_{II}$ , ce qui traduit une augmentation de pression de  $\sim 1-2$  kbar (4 à 7 km) sans refroidissement notable. Ce métamorphisme, très original, reste énigmatique. On a associé l'augmentation de pression au développement des zones mylonitiques tardives (D8). Mais il est peut-être préférable de la relier à la formation des zones synclinales D5-6 : par ex., le cœur du synclinal de Villefranche s'est, à ce moment, approfondi de 7-8 km, ce qui est suffisant pour y créer des conditions barroviennes. Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer un épisode d'épaississement crustal fini-orogénique généralisé dont il n'y a par ailleurs aucun indice.

### C. Âge et durée des événements hercyniens

Les déformations précoces post-datent le flysch carbonifère (Culm). Dans la ZA, compte tenu de l'âge du Culm et dans l'hypothèse où D1 manquerait dans l'Ouest (cf. *supra*), on peut envisager que D1 puisse dater du Namurien A ( $\sim 320$  Ma) et D3 du Westphalien A ( $\sim 315$  Ma), voire du Namurien B-C ( $\sim 320-315$  Ma) si D3 est diachrone et plus ancienne à l'E qu'à l'W ; au Pays basque, la déformation majeure (D3 ?) ne peut être que westphalien C-D ( $\sim 310$  Ma). Les phases tardives sont antérieures aux molasses du Stéphanien B-C ( $\leq 300$  Ma).

En ce qui concerne les granitoïdes, de nombreux âges U-Pb sur monozircons sont aujourd'hui disponibles. Les massifs supérieurs syn-D7 sont âgés de  $307 \pm 3$  Ma (Westphalien C-D à Stéphanien A), sans qu'on puisse exclure des âges un peu plus anciens (315-310 Ma ou Westphalien A-B, par ex. pour le massif de Bassiès) ou un peu plus récents (305-300 Ma). 315-310 Ma (Westphalien A-B) est l'âge radiométrique le plus probable obtenu pour la charnockite d'Ansignan, syn-D4, ce qui daterait par là même la culmination du métamorphisme  $M_{II}$ .

Eu égard aux incertitudes sur l'âge des limites stratigraphiques ( $\pm 5$  Ma environ), ces données sont compatibles entre elles. On peut donc retenir : un âge namurien à westphalien basal pour D1-3 (durée  $\leq 10$  Ma) ; un âge westphalien à stéphanien A pour D4-7 et le plutono-métamorphisme (durée  $\leq 10$  Ma).

Cependant, si les âges élevés obtenus récemment pour le leucogranite syn-D4 d'Ax-les-Thermes ( $\sim 321$  Ma) et surtout les diorites associées aux granitoïdes dans les Guilleries ( $\sim 323$  Ma, Namurien A) sont confirmés, il faudra quelque peu modifier le scénario proposé ici.

### D. La géodynamique hercynienne : une chaîne sur décrochement ?

Dans la logique de l'élargissement vers le S de la branche méridionale du segment français de la chaîne hercynienne au Carbonifère, la chaîne précoce (D1-3) des Pyrénées représente la partie la plus externe et la plus récente (Namurien - Westphalien A) d'un système de plis et chevauchements structuré au Viséen dans le Sud du Massif central (Albigeois, monts de Lacaune) et vers la limite Viséen-Namurien dans la Montagne Noire. Le prisme tectonique pyrénéen, qui traduit un régime tectonique clairement compressif, devait chevaucher un avant-pays aujourd'hui camouflé au S des Pyrénées, sous le bassin de l'Èbre ("Ebroia"), par un chevauchement "frontal" nulle part visible. Au Westphalien A ( $\sim 315$  Ma) probablement, alors que ce prisme était en cours d'exhumation, un événement survenu dans le manteau (on invoque en général une délamination lithosphérique, c'est à dire le détachement de la racine crustale qui est remplacée par de l'asthénosphère très chaude) déclenche le plutono-métamorphisme qui caractérise la chaîne tardive (D4-8). On doit noter que le début (D4) de la formation de la chaîne tardive, "chaude" est associé à un régime tectonique nettement extensif ("extension syn-convergence"). Puis, après un bref retour à des conditions compressives ("doming" D5-6), le régime tectonique devient décrochant (D7 et surtout D8). Remarquablement, cette tectonique décrochante dextre westphalo-

stéphanienne est synchrone de la formation de l'arc asturien, à l'W des Pyrénées. On peut donc envisager l'existence d'une "paléo-faille nord-pyrénéenne", entre le Bassin aquitain et les Pyrénées, zone de décrochement E-W dextre dont le fonctionnement, en plus du raccourcissement N-S général, déterminerait l'évolution tectonique de la chaîne pyrénéenne. Ainsi s'expliqueraient la complexité de l'évolution structurale des Pyrénées (liée aux changements de régime tectonique) et les différences marquées entre le substratum du bassin d'Aquitaine ("Aquitania"), apparemment moins tectonisé, et le domaine pyrénéen, tout se passant comme si la chaîne pyrénéenne était dépourvue d'arrière-pays ; mais naturellement, pour discuter plus avant ce modèle, il faudrait prendre en compte les mouvements décrochants fini-hercyniens (E-W dextres et N-S senestres) et alpins (E-W senestres), dont l'ampleur reste largement indéterminée. On peut cependant retenir l'idée que les Pyrénées hercyniennes, dans une certaine mesure, préfigurent les Pyrénées alpines (cf. J. Canérot, ce vol.) et, comme elles, sont une *chaîne sur décrochement* (Fig. 2).

#### IV. LES TEMPS FINI-HERCINIENS (STÉPHANO-PERMIEN : 300 à ~260 Ma)

Dès le milieu du Stéphanien, vers 300 Ma, comme partout dans la chaîne hercynienne ouest-européenne, le régime tectonique devient extensif pendant le Stéphanio-Permien ; localement, au début de cette période et notamment dans les Pyrénées, il peut rester transpressif.

Au *Stéphanien B-C* et à l'*Autunien* (~300-280 Ma) se forment des bassins intramontagneux très faillés dans lesquels s'accumulent jusqu'à 1500 m de dépôts continentaux ("molasses") et de volcanites. Les molasses sont des dépôts pélicite-gréseux et conglomératiques, d'abord sombres et charbonneux (Stéphanien) puis rouges (Autunien : série rouge inférieure), formés en climat chaud humide puis semi-aride. Ces molasses, très peu déformées, sont discordantes sur le Dévono-Carbonifère ou,

dans l'Est de la chaîne, sur des terrains plus anciens et des granites. Le volcanisme acide (ignimbrites rhyolitiques) à intermédiaire (andésites) est très développé ; le Pic du Midi d'Ossau est un spectaculaire volcan avec caldeira, un désaccord persistant sur son âge exact (limite Stéphanien-Permien selon la stratigraphie, ~275 Ma - Saxonien - selon la radiochronologie). Ce volcanisme fini-hercynien présente de nombreuses analogies (chimisme calco-alcalin, etc.) avec le plutonisme tard-hercynien westphalo-stéphanien, auquel on l'a longtemps à tort assimilé ; il implique cependant que la croûte profonde, granulitique, a pu refondre, produisant des magmas très chauds et peu hydratés qui ont atteint la surface.

Au *Saxonien* (~280-260 Ma) se déposent des molasses (unité rouge supérieure) moins épaisses (500 m), qui débordent des bassins stéphanio-autunien, la tectonique s'évanouissant ; on y connaît un volcanisme basique (basaltes alcalins d'origine mantellique), auquel on peut associer les nombreux filons basiques (lamprophyres) de l'Ouest de la ZA.

En toute rigueur, si le *cycle inférieur* stéphanio-autunien est clairement *fini-hercynien*, on pourrait dire que le *cycle supérieur* saxonien est plutôt *post-hercynien* : il inaugure le cycle alpin.

#### Références

- AUTRAN A., FONTEILLES M. & GUITARD G. (1970). — Relations entre les intrusions de grani-toïdes, 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.
- BARNOLAS A. & CHIRON J.C. (1996). — *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. BRGM-ITGE, 2 vol. **Tom 1** : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien, 729 p.
- CARRERAS J. & CAPELLA I. (1994). — Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. — *J. Struct. Geol.*, **16**, 1509-1524.
- CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Rous-

- sillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). — *Bull. Serv. Carte géol. France*, **LIV**, 254, 305-518.
- DELVOLVÉ J.-J., VACHARD D. & SOUQUET P. (1998). — Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). — *Geol. Rundsch.*, **87**, 363-372.
- DRUGUET E. (2001). — Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). — *Tectonophysics*, **332**, 275-293.
- GARCÍA-SANSEGUNDO J. (1992). — Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. — *Pub. espec. Bol. Geol. Min.*, 167 p.
- GLEIZES G., LEBLANC D. & BOUCHEZ J.L. (1998). — The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. — *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **135**, 267-273.
- GUITARD G. (1960). — Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales ; leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. — *Bull. Soc. géol. France*, **7**, **II**, 862-887.
- GUITARD G. (1965). — Associations minérales, sub-faciès et types de métamorphisme dans les mica-schistes et les gneiss pélitiques du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). — *Bull. Soc. géol. France*, **7**, **VII**, 356-382.
- GUITARD G. (1970). — Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). — *Mém. B. R. G. M.*, **63**, 353 p.
- LAUMONIER B. (1988). — Les Groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. — *Hercynica*, **4**, 25-38.
- LAUMONIER B. (2004). — Observation sur la note Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne, de J.-B. Auréjac, G. Gleizes, H. Diot & J.-L. Bouchez. — *Bull. Soc. géol. France*, **175**, 657-661.
- LAUMONIER B. & AUTRAN A. (2001). — Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales : le chevauchement du Puigmal. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, **332**, **II**, 585-594.
- LAUMONIER B., AUTRAN A., BARBEY P., CHEILLETZ A., BAUDIN T., COCHERIE A. & GUERROT C. (2004). — Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). — *Bull. Soc. géol. France*, **175**, 105-117.
- LAUMONIER B. & GUITARD G. (1978). — Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales : le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche de Conflent. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **2**, **XX**, 177-212.
- LAUMONIER B & MARIGNAC C. — Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées hercyniennes au Carbonifère supérieur. — soumis.
- SOULA J.-C., DEBAT P., DÉRAMOND J. & POUGET P. (1986). — A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. — *Tectonophysics*, **129**, 29-51.
- VISSERS R.L.M. (1992). — Variscan extension in the Pyrenees. — *Tectonics*, **11**, 1369-1384.
- WICKHAM S.M. & OXBURGH E.R. (1986). — A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. — *Tectonophysics*, **129**, 53-69.
- ZWART H.J. (1960). — Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). — *Geol. Rundsch.*, **52**, 38-65.
- ZWART H.J. (1979). — The geology of the Central Pyrenees. — *Leidse Geol. Med.*, **50**, 1-74.

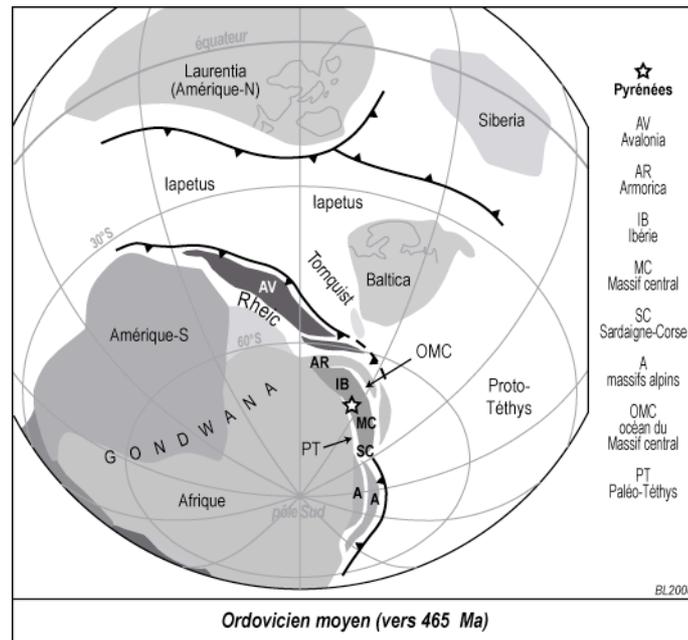


Fig. 1. Position des Pyrénées en bordure du Gondwana à l'Ordovicien moyen, au moment des événements sardes. La Paléo-Téthys commence juste à s'ouvrir...

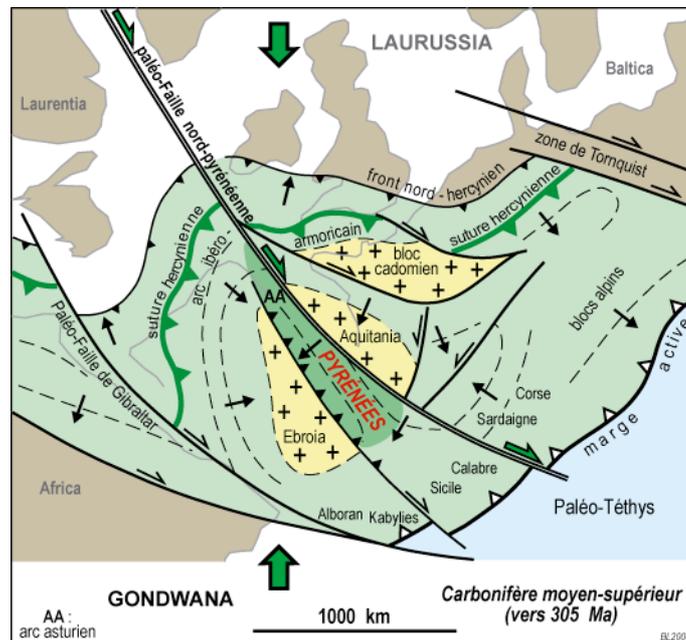


Fig. 2. Situation possible des Pyrénées dans la chaîne hercynienne ouest- et sud-européenne au Westphalo-Stéphanien. Dans ce modèle, la chaîne pyrénéenne est "ancrée" sur la paléo-faille nord-pyrénéenne dextre et se forme entre deux blocs relativement stables, Ebroia et Aquitania...