C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 330 (2000) 793–798
© 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés
S1251805000002287/FLA

Tectonique / Tectonics

Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris

Olivier Lacombe, Daniel Obert

Laboratoire de tectonique, ESA 7072, université Pierre-et-Marie-Curie, T. 26, E1, boîte 129, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

Reçu le 13 mars 2000 ; accepté le 2 mai 2000

Présenté par Jacques Angelier

Abstract – Structural inheritance and cover deformation: Tertiary folding and faulting in the western Paris Basin. The analysis of recently recognized brittle and fold structures in the Tertiary formations of the western Paris Basin provides new evidence that this basin, usually considered as stable, recorded the Cenozoic polyphase tectonic history of Western Europe. These folds and the associated faults probably formed above basement features of Hercynian age reactivated as compressive wrench faults during the Eocene north–south to N020° Pyrenean compression, especially the 'Avre–Eure–Seine–Oise' lineament. The Oligocene extension and the Alpine compression have also been recorded by brittle microstructures. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

folds / Paris Basin / striated faults / Pyrenean compression / structural inheritance / France

Résumé – L'analyse de déformations cassantes et plicatives récemment reconnues dans les terrains tertiaires de l'Ouest du bassin de Paris fournit de nouvelles preuves du fait que ce bassin, classiquement considéré comme stable, a enregistré l'histoire tectonique polyphasée cénozoïque de l'Europe de l'Ouest. Les plis et les failles associées se sont vraisemblablement formés au-dessus de structures de socle hercyniennes réactivées en transpression, lors de la compression nord–sud pyrénéenne d'âge Éocène, notamment l'accident linéamentaire « Avre–Eure–Seine–Oise ». Ces terrains tertiaires ont également enregistré l'extension oligocène et la compression alpine. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

plis / bassin de Paris / failles striées / compression pyrénéenne / héritage structural / France

Abridged version

1. Introduction

The Paris Basin is a major intracratonic basin covering a large part of northern France (*figure 1A*), and filled in with nearly 3-km-thick Meso-Cenozoic sediments. Its nearly circular shape is mainly due to peripheral basement uplift related to Cenozoic tectonic events, which were recorded within the basin by polyphase fracture sets and few fold structures (*figure 1A*).

This note aims at discussing the genesis of folds recently discovered within the Tertiary formations of the western Paris Basin in terms of cover deformation localized and controlled by basement structures reactivated under far-field orogenic stresses.

2. Description of folds

The Ivry-la-Bataille quarry (*figure 1A*) shows asymetric folds with a mean N100° axial direction (*figure 1B*) within shaly limestones of Late Lutetian age [17]. These folds are remarkable within the Paris Basin, usually con-

* Correspondance et tirés à part : olivier.lacombe@lgs.jussieu.fr

sidered as poorly deformed. Their low geographical extension and amplitude suggest that they formed in relation to a local shallow *décollement*.

3. Fracture analysis and palaeostress reconstruction

3.1. Palaeostress reconstruction

The striated microfaults measured within the folded limestones were analysed through palaeostress reconstruction using Angelier's method [1]. Homogeneous fault populations were identified and separated on the basis of mechanical consistency and relative chronology criteria.

A first stress regime of strike-slip type consistent with a nearly north–south compression has been identified. The geometrical relationships between striated faults and bedding planes (diagram 1 in *figure 1C*) suggest that these faults probably developed during folding. Normal faults were also observed. Despite dispersion in trend, they are consistent with a N100–110° extension postdating folding (*figure 1C*, diagram 2). Finally, left-lateral N120° to north–south and right-lateral N040° to N080° strike-slip faults reveal a late N110° compression (*figure 1C*, diagram 3).

3.2. Dating tectonic events

Relative chronology suggests that folding and associated faulting occurred first during a north–south compression; this event was followed by a N110° extension and a N110° compression. The Late Lutetian age of the studied formations and the north–south trend of the shortening lead us to relate folding and coeval faulting to the 'Pyrenean' compression which prevailed from the Late Cretaceous to the Early Oligocene with a major pulse during the Late Eocene. The normal faults probably mark the Oligocene West European rifting event, whereas the N110° compression may reflect the Alpine Mio-Pliocene compression. These results agree with previous studies in Western Europe [2, 3, 9, 13] and especially in the Paris Basin [5, 10, 18] (*figure 1A*).

4. Structural inheritance and tectonic evolution of the Paris Basin

The Meso-Cenozoic history of the basin is inherited from a Permo-Triassic crustal extension [4], associated with movements on the Bray–Vittel, Seine, Sennely–Loire and Metz faults [16]. Subsidence analysis reveals a discontinuous evolution with short-term acceleration and deceleration periods reflecting far tectonic events superimposed onto the long-term thermal evolution [14]. These events are poorly documented for the Triassic–Early Cretaceous period [7], but are reliably characterized for more recent times (*figure 1A*).

Preexisting structures within the pre-Mesozoic basement of the basin probably played a major role in the accommodation of these tectonic events. We propose that the Ivry folds are located above the intersection of the southern border of the Magnetic Anomaly of the Paris Basin (*figure 2A*) and a major N060° deep structural feature underlined at the surface by the Avre–Eure–Seine and Oise lineament [17, 19]. This basement fault zone was probably reactivated as a left-lateral transpressive fault during the Pyrenean compression (*figure 2A*).

In the Paris Basin, other structures probably developed in the cover above basement weakness zones inherited from the Variscan orogeny and reactivated during Late Cretaceous to Late Eocene times under the north–south to N020° Pyrenean compression (*figure 2A*) [12, 20, 21]. In the British Channel, the British Isles and the North Sea, seismic reflexion data support the nearly synchronous inversion of some Mesozoic basins [22].

Far-field transmission of Pyrenean orogenic stresses as well as accommodation of displacements within the foreland require both a mechanical coupling between the orogen and the foreland and a deep *décollement* level which allows the reactivation of crustal structures and the formation of compressional features far away from the orogen [11] (*figure 2B*). Preexisting faults lower the strength of the crust and/or concentrate stresses, causing both rheological and stress distribution inhomogeneities: reactivation of these basement weakness zones if favourably oriented consequently localized and controlled cover deformation, as in the Bray or Ivry areas.

This study further demonstrates that the Oligocene extension was recorded very far away from the west European grabens, suggesting that this extension was much more distributed than previously recognized, and that the well-marked Alpine compression probably also greatly influenced the last stages of the evolution of the basin.

---

1. Introduction

Le bassin de Paris est un bassin intracratonique qui couvre une large part du Nord de la France (*figure 1A*) et dont le remplissage sédimentaire d'âge Méso-Cénozoïque est épais d'environ 3 km dans sa partie centrale. Sa forme quasi-circulaire a été pour l'essentiel acquise lors des événements tectoniques tertiaires qui ont provoqué le soulèvement du socle périphérique ; ces événements se sont manifestés dans le bassin par une fracturation polyphasée (*figure 1A*), ainsi que par quelques structures anticlinales (Bray, Beynes–Meudon).

L'objet de cette note est de discuter la genèse de plis récemment reconnus dans les terrains tertiaires de l'Ouest

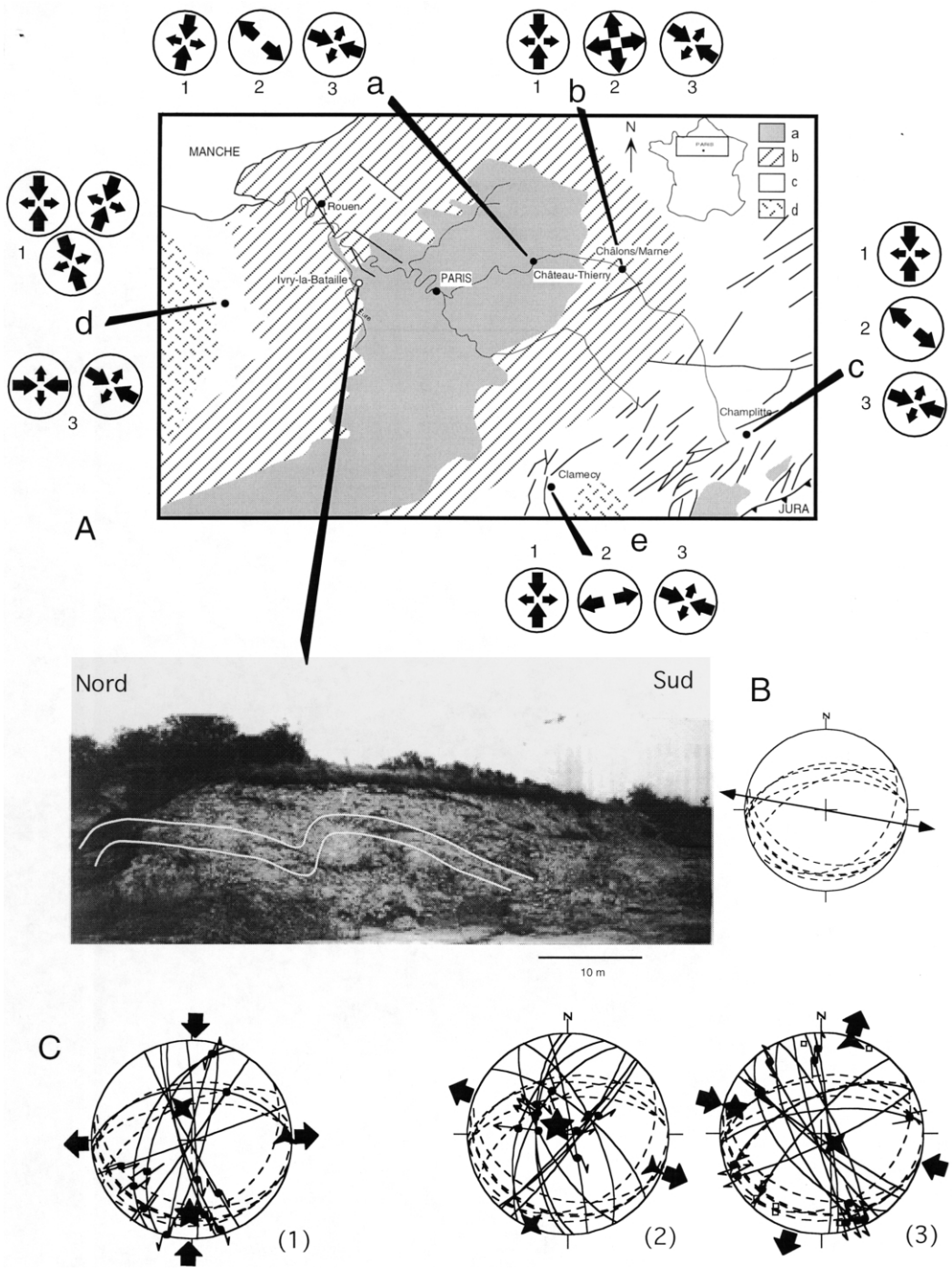

Figure 1. A. Carte géologique simplifiée du bassin de Paris. Légende stratigraphique : **a**, Tertiaire ; **b**, Crétacé; **c**, Trias-Jurassique ; **d**, socle. Les flèches cerclées schématisent les systèmes de contraintes reconstitués sur le pourtour de la région étudiée : **1**, compression « pyrénéenne » éocène ; **2**, extension « oligocène »; **3**, compression « alpine » mio-pliocène (**a** : [10] ; **b** : [5] ; **c** : [9] ; **d** : [18] ; **e** : [2]). **B.** Photographie des plis de la carrière d'Ivry. Le diagramme (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) présente les plans de stratification en tiretés et l'axe moyen des plis. **C.** Systèmes de fractures et paléocontraintes. **(1)** : compression « pyrénéenne » ; **(2)** extension oligocène ; **(3)** compression alpine. Traces cyclographiques et points avec des flèches : plans de failles et stries correspondantes. Étoiles à 5, 4 et 3 branches : axes σ_1, σ_2 et σ_3. Carrés : pôles des fractures en tension.

Figure 1. A. Simplified geological map of the Paris basin. Stratigraphic key: **a**, Tertiary; **b**, Cretaceous; **c**, Triassic–Jurassic; **d**, basement. Circled arrows indicate stress systems reconstructed around the studied area (**1**: Eocene 'Pyrenean' compression; **2**: 'Oligocene' extension; **3**: Mio-Pliocene 'Alpine' compression (**a**: [10]; **b**: [5]; **c**: [9]; **d**: [18]; **e**: [2]). **B.** Photograph showing folds in the Ivry quarry. The diagram (lower hemisphere equal area projection) displays bedding planes (dashed) and the average fold axis. **C.** Fracture systems and palaeostresses. **(1)**: 'Pyrenean' compression; **(2)**: Oligocene extension; **(3)**: Alpine compression. Thin curves and dots with arrows: fault planes and corresponding striations. Stress axes shown as stars with 5 (σ_1), 4 (σ_2) and 3 (σ_3) branches. Squares: poles to tension fractures.

Tableau. Caractéristiques des tenseurs de la figure 1C.
$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$.
Table. Characteristics of stress tensors of figure 1C.
$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$.

Direction et plongement des contraintes principales (degrés)			Rapport Φ	Nombre de failles F
σ_1	σ_2	σ_3		
182 26	344 63	088 07	0,4	11
319 76	208 05	117 13	0,1	10
287 12	127 78	017 04	0,6	13

du bassin, en termes de déformation de couverture localisée et contrôlée par des accidents profonds préexistants réactivés par des contraintes orogéniques lointaines ; elle vise également à susciter un regain d'intérêt pour la tectonique des bassins intracratoniques, souvent abusivement considérés comme non tectonisés.

2. Les plis

La carrière d'Ivry-la-Bataille (*figure 1A*) montre des plis déjetés vers le nord, affectant des calcaires argileux d'âge Lutétien supérieur [17] : les pendages des flancs longs sont de l'ordre de 25° vers le sud, ceux des flancs courts sont localement d'environ 40 à 70° vers le nord (*figure 1B*). Dans les charnières, les lits argileux ont subi des bourrages, entraînant une légère dysharmonie entre les bancs plus calcaires [17]. L'axe des plis est en moyenne orienté N100° (de N075° à N115°) (*figure 1B*). Ces plis constituent une déformation remarquable dans le bassin de Paris, classiquement considéré comme peu ou pas déformé. Leur amplitude métrique et leur faible extension géographique suggèrent qu'ils sont liés à un décollement superficiel de la couverture sédimentaire, peut-être au niveau des niveaux argileux de la base des marnes et caillasses ; la déformation des couches sous-jacentes n'est pas accessible à l'observation.

3. La fracturation et les systèmes de paléocontraintes

3.1. La reconstitution des paléocontraintes

Les plis sont associés à une fracturation abondante, peu commune dans les terrains tertiaires du bassin de Paris, en dehors des zones de failles. Les fractures mesurées (*tableau*) ont fait l'objet d'une analyse tectonique fondée sur le calcul de tenseurs de contraintes [1] ; elles ont été regroupées en lots cohérents sur la base de leur compatibilité mécanique et d'arguments de chronologie relative (superpositions de stries, chronologie par rapport au plissement).

Un premier système de décrochements conjugués, sénestres d'azimuts N015° à N070° et dextres d'azimuts N150° à N175°, a été identifié ; il est compatible, comme les plis, avec une compression orientée nord–sud à N010°. Ces failles ont, pour l'essentiel, été mesurées dans les portions de plis où la stratification est faiblement pentée. Les plans décrochants, subverticaux, portent des stries dont certaines sont contenues dans les plans de stratification, alors que d'autres présentent des *pitches* plus ou moins forts que le pendage des couches. Le diagramme 1 de la *figure 1C* reporte la totalité des plans de failles et de stratification mesurés. Sans qu'il soit nécessaire d'examiner la relation géométrique de chaque faille avec la stratification locale, on peut conclure que les décrochements se sont formés lors du plissement.

Des failles normales, bien que dispersées en orientation, sont compatibles avec une extension orientée N100–110°, postérieure au plissement (*figure 1C*, diagramme 2). Quelques diaclases et fentes de tension orientées N170° et N030° peuvent être rattachées à cette extension, quoique l'on ne puisse exclure leur relation avec la compression précédente.

Un deuxième système de décrochements conjugués, sénestres d'azimuts N120° à nord–sud et dextres d'azimuts N040° à N080°, traduit une compression orientée N110° (*figure 1C*, diagramme 3). Certaines diaclases en tension, subverticales et orientées N120°, ont été attribuées à cet épisode, mais pourraient correspondre à de l'extrados, lié au plissement.

3.2. La datation des événements

Les données de chronologie relative suggèrent donc le développement de décrochements contemporains du plissement, puis d'une extension et d'une compression postérieures. L'âge Lutétien supérieur des terrains étudiés et la direction nord–sud du raccourcissement nous conduisent à attribuer le plissement et la fracturation associée à la compression « pyrénéenne » s.l. qui a affecté l'Europe de l'Ouest entre le Crétacé supérieur et le début de l'Oligocène, avec un paroxysme à l'Éocène supérieur (Bartonien–Priabonien). Les failles normales postérieures au plissement correspondraient à l'épisode oligocène de *rifting* ouest-européen. Enfin, le secteur étudié aurait également enregistré la compression « alpine » NW–SE d'âge Mio-Pliocène. Nos résultats sont en accord avec les travaux tectoniques antérieurs effectués dans la plate-forme ouest-européenne [2, 3, 9, 13], et plus spécifiquement dans le bassin de Paris [5, 10, 18] (*figure 1A*).

4. Héritage structural et évolution tectonique du bassin de Paris

L'histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris est héritée d'une phase de distension crustale permo-triasique [4], liée au fonctionnement du système de failles Bray–Vittel, Seine, Sennely–Loire et Metz [16]. L'étude de la subsidence révèle cependant une évolution discontinue, avec des périodes d'accélération ou de ralen-

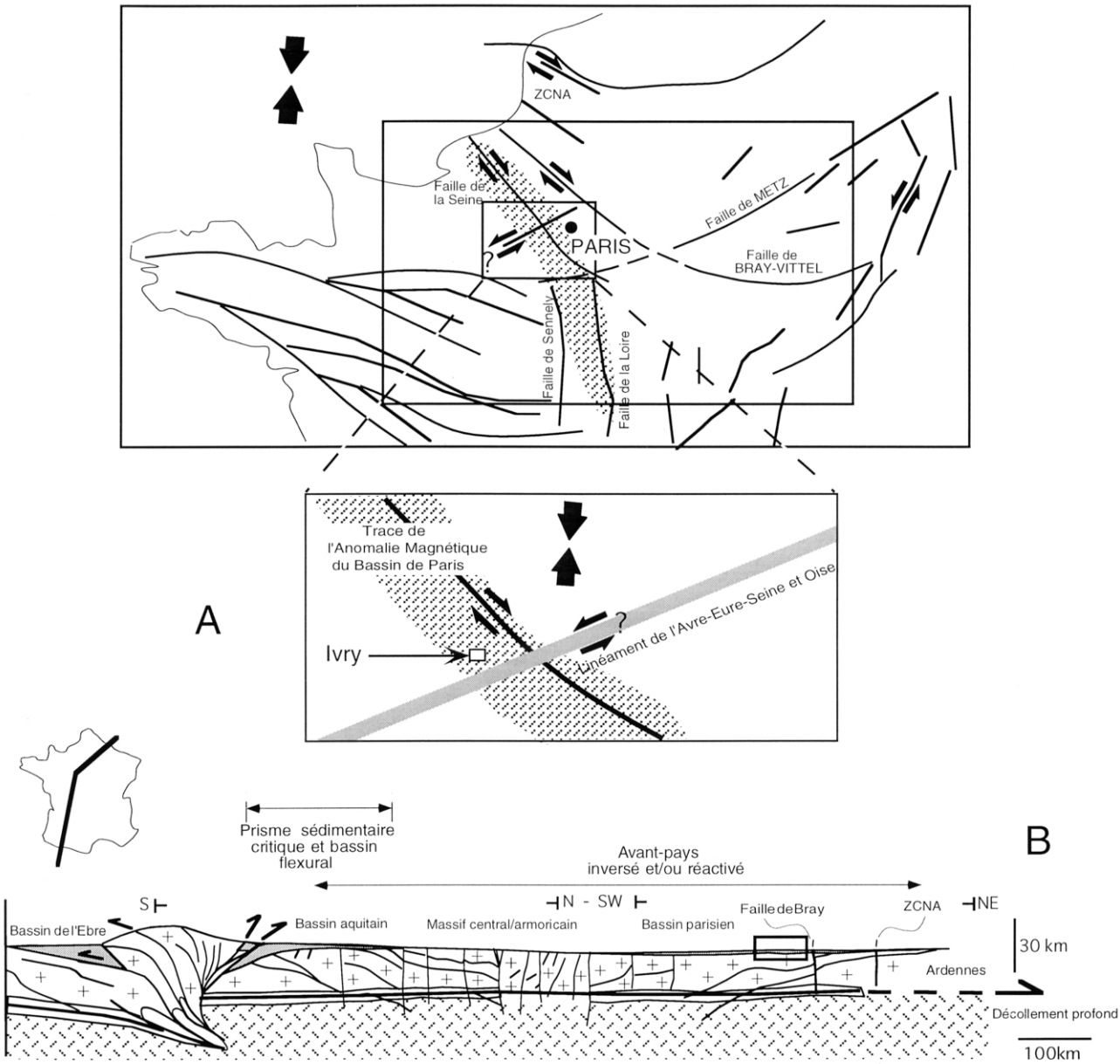

Figure 2. A. Systèmes de fractures préexistantes dans le socle du bassin de Paris [8, 16]. **B.** Coupe schématique d'échelle crustale à travers l'avant-pays nord-pyrénéen (modifié d'après [6, 15]). Le cadre indique la région d'étude. Trame grisée : remplissage méso-cénozoïque des bassins ; trame en croix : croûte supérieure ; trame blanche : croûte inférieure.

Figure 2. A. Fracture patterns within the pre-Mesozoic basement of the Paris Basin [8, 16]. **B.** Schematic crustal-scale section through the north Pyrenean foreland (modified after [6, 15]). The frame indicates the studied region. Grey pattern: Meso-Cenozoic infill of basins; crossed pattern: upper crust; white pattern: lower crust.

tissement, témoignant de l'enregistrement par le bassin d'événements tectoniques lointains, surimposés à l'évolution thermique à long terme [14]. Peu documentés pour la période Trias–Crétacé inférieur [7], ces événements ont été bien caractérisés par l'étude de la fracturation pour le Crétacé supérieur–Cénozoïque (*figure 1A*).

La préstructuration du socle du bassin a probablement joué un rôle majeur dans l'expression de ces épisodes tectoniques dans la couverture. Ainsi, nous pensons que les plis d'Ivry sont situés à l'aplomb de l'intersection du bord sud de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (*figure 2A*) et d'un accident de socle orienté N060°, dont l'existence est attestée par le linéament Avre–Eure–Seine et Oise [17, 19], responsable du tracé en baïonnette de l'Eure (au nord de Dreux) et de la Seine (au nord de Mantes), et qui a probablement été réactivé en transpression sénestre lors du serrage pyrénéen (*figure 2A*). La présence d'un tel accident devra

cependant être étayée par la suite par l'analyse détaillée de profils de sismique-réflexion. D'autres structures se sont aussi développées dans la couverture du bassin, en relation avec des accidents de socle réactivés lors de la compression nord–sud pyrénéenne s.l. [12, 20, 21].

La compression pyrénéenne a donc vraisemblablement provoqué la réactivation transpressive de discontinuités crustales tardi-hercyniennes dans la plate-forme ouest-européenne, et plus au nord (mer du Nord–îles Britanniques), l'inversion de certains bassins mésozoïques [22]. L'accommodation des déplacements et la transmission des contraintes loin de l'orogène requièrent l'activation d'un niveau de découplage profond [11] (*figure 2B*) : au-delà du front de la chaîne pyrénéenne, ce décollement permet la réactivation d'accidents de socle, ce qui explique l'existence de structures compressives loin dans l'avant-pays (*figure 2B*). Les structures héritées diminuent la résistance locale de la croûte et/ou concentrent les contraintes, et engendrent donc une hétérogénéité dans leur distribution, qui s'ajoute à l'hétérogénéité rhéologique intrinsèque de la croûte ; certaines portions de celle-ci se comportent de façon rigide, comme le Massif central, dont les structures sont peu réactivées lors de l'épisode pyrénéen [3], et qui transmet « passivement » la contrainte, tandis que sa couverture se déforme faiblement. D'autres secteurs (Bray, Ivry) sont préférentiellement le lieu d'une localisation et d'un contrôle de la déformation de surface par les structures profondes réactivées.

Outre la transmission lointaine des contraintes orogéniques pyrénéennes, cette étude montre également que la distension oligocène a été enregistrée très à l'ouest des fossés ouest-européens, étayant le caractère diffus de cette extension, qui ne s'avère pas concentrée à proximité immédiate des fossés ; elle souligne enfin que la compression alpine, bien exprimée dans l'Ouest du bassin, a probablement largement influencé les stades tardifs de son évolution.

Références

[1] Angelier J., Tectonic analysis of fault slip data sets, J. Geophys. Res. 89 (B7) (1984) 5835–5848.

[2] Bergerat F., Stress fields in the European platform at the time of Africa–Eurasia collision, Tectonics 6 (1987) 99–132.

[3] Bles J.L., Bonijoly D., Castaing C., Gros Y., Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data, Tectonophysics 169 (1989) 79–111.

[4] Brunet M.F., Le Pichon X., Subsidence of the Paris basin, J. Geophys. Res. 87 (1982) 8547–8560.

[5] Coulon M., Frizon de Lamotte D., Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France) : le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif, Bull. Soc. géol. France 1 (1988) 987–994.

[6] Desegaulx P., Roure F., Villien A., Structural evolution of the Pyrénées. Tectonic heritage and flexural behavior of the continental crust, in : Letouzey J. (éd.), Petroleum and Tectonics in Mobile belts, Technip, 1990 , pp. 31–48.

[7] Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenberg R., Garcia J.P., Gaulier J.M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., Le Strat P., Mettraux M., Nalpaz T, Prijac C., Rigollet C., Serrano O., Grandjean G., Évolution géodynamique du bassin de Paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3D, Bull. Inf. Géol. Bass. Paris 36 (4) (1999) 3–35.

[8] Grellet B., Combes P., Granier T., Philip H., Sismotectonique de la France métropolitaine, Mém. Soc. géol. France, 164, 1, 1993, 76 p.

[9] Lacombe O., Angelier J., Laurent P., Bergerat F., Tourneret C., Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study, Tectonophysics 182 (1990) 279–300.

[10] Lacombe O., Laurent P., Angelier J., Calcite twins as a key to paleostresses in sedimentary basins: preliminary results from drill cores of the Paris basin, in : Roure F. (éd.), Peri-Tethyan Platforms, Revue IFP, Technip, 1994, pp. 197–210.

[11] Lacombe O., Mouthereau F., Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 329 (12) (1999) 889–896.

[12] Lamarche J., Bergerat F., Mansy J.L., Déformations cassantes et plicatives dans le Jurassique du Boulonnais, influence lithostructurale et héritage paléozoïque, C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa 326 (1998) 57–63.

[13] Letouzey J., Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine foreland and structural interpretation in a platform basin, Tectonophysics 132 (1986) 215–231.

[14] Loup B., Wildi W., Subsidence analysis in the Paris basin: a key to Northwest European intracontinental basins?, Basin Research 6 (1994) 159–177.

[15] Matte P., Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe, Tectonophysics 126 (1986) 329–374.

[16] Mégnien C., Tectogenèse du bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin, Bull. Soc. géol. France 4 (1980) 669–680.

[17] Obert D., Deffontaines B., Gely J.-P., Joly M., Lacombe O., Lorenz J., Pomerol C., Tectonique plicative de couverture dans le Lutétien supérieur de la vallée de l'Eure : indice d'un accident profond, Bull. Inf. Géol. Bass. Paris 34 (2) (1997) 3–18.

[18] Suzzoni J.M., Microfracturation et tectonique linéamentaire de la marge orientale du Massif armoricain, thèse de 3e cycle, université du Maine, 1985, 140 p.

[19] Sykioti O., Deffontaines B., Chorowicz J., Obert D., de Marsily G., Lauverjat J., Carvalho J., Imagerie numérique multisource et multiscalaire de la surface topographique. Application hydrogéologique en milieu karstique : Verneuil-sur-Avre (Perche), Bull. Soc. géol. France 167 (2) (1996) 269–284.

[20] Vandycke S., Bergerat F., Dupuis C., Paléocontraintes à la limite Crétacé–Tertiaire dans le bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la zone de cisaillement Nord-Artois, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 307 (1988) 333–339.

[21] Wyns R., Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du pays de Bray : proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés, Bull. Soc. géol. France 4 (1980) 681–684.

[22] Ziegler P.A., Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland. A geodynamic model, Tectonophysics 137 (1987) 389–420.