

Tectonique

Paramètres contrôlant la distribution de la fracturation : exemple dans une série marno-calcaire du Jurassique supérieur (Est du bassin de Paris)

Grégoire André ^{a,*}, Benoît Proudhon ^b, Hervé Rebours ^a, Yannick Wileveau ^a

^a *Andra, Service scientifique, laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne, RD960, 55290 Bure, France*

^b *GEO-TER, 3, rue Jean-Monnet, 34830 Clapiers, France*

Reçu le 22 avril 2005 ; accepté après révision le 11 avril 2006

Disponible sur Internet le 31 juillet 2006

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

L'étude de la distribution des structures tectoniques sur une coupe verticale de 490 m dans les alternances marnes/calcaires du Jurassique supérieur (laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne–Est du bassin de Paris) a permis de préciser leur organisation et les différents états de paléocontraintes. Le type et l'extension des structures tectoniques semblent contrôlés principalement par la lithologie et, dans une moindre mesure, par la profondeur. De même, il apparaît des déviations dans l'orientation des paléocontraintes relatives aux épisodes alpins entre les terrains kimméridgiens et oxfordiens. L'évolution verticale de la contrainte horizontale maximale actuelle montre un comportement similaire, avec des déviations de tenseurs aux épontes des argilites callovo-oxfordiennes. Ces résultats permettent de démontrer et de discuter l'impact de la lithologie, de la rhéologie et de la profondeur sur l'expression et la distribution de la fracturation. Enfin, cette étude démontre la capacité des argilites callovo-oxfordiennes à jouer un rôle de barrière à la fracturation entre les terrains calcaires du Dogger et de l'Oxfordien. *Pour citer cet article : G. André et al., C. R. Geoscience 338 (2006).*

© 2006 Publié par Elsevier Masson SAS pour l'Académie des sciences.

Abstract

Parameters controlling fracturing distribution: example of an Upper Jurassic marly-calcareous formation (eastern Paris Basin). Study of fractures along a 490-m vertical section of marl/limestone alternations in the Upper Jurassic (Meuse/Haute-Marne underground research laboratory–eastern Paris Basin) reveals their organization and the different states of palaeostress. Type and extension of tectonic structures seem to be controlled principally by lithology and secondary by depth. Also, it appears deviations of Alpine palaeostresses between Kimmeridgian and Oxfordian formations. These deviations are related to the presence of marl/limestone contacts. The vertical evolution of current horizontal maximum stress shows a similar behaviour, with deviations at the walls of Callovo-Oxfordian argillites. These results allow us to point out and to discuss the impact of lithology, rheology and depth on fracturing occurrence and distribution. Furthermore, this study suggests the role of Callovo-Oxfordian as a barrier for fracture development between the limestones of Dogger and Oxfordian formations. *To cite this article: G. André et al., C. R. Geoscience 338 (2006).*

© 2006 Publié par Elsevier Masson SAS pour l'Académie des sciences.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : andre.gregoire@laposte.net (G. André).

Mots-clés : Fracturation ; Tectonique pyrénéenne et alpine ; Paléocontraintes ; Calcaires ; Marnes ; Est du bassin de Paris ; France

Keywords : Fracturing; Pyrenean and Alpine tectonics; Palaeostresses; Limestones; Marls; Eastern Paris Basin; France

Abridged English version

Introduction

On going researches by Andra (French national radioactive waste management agency) in the eastern Paris Basin (Fig. 1) provides a set of geological data from two vertical shafts (6- and 5-m diameter) crossing the 490-m-thick sedimentary cover of Kimmeridgian (marls and limestones), Oxfordian (limestones) and Callovo-Oxfordian (argillites) formations. Andra especially focuses on the understanding of joints distribution and current stress orientation, to model mechanical behaviours of the oncoming underground research laboratory in Callovo-Oxfordian argillites. Also, it is crucial to know the behaviour of these argillites in regard to the upper and lower limestone levels, which are affected by tectonic structures.

The investigated area is characterized by weak deformation, with a regional slight dip of 1 to 2% towards the northwest, and main structures inherited from major Hercynian faults and Tertiary troughs (Fig. 1) [21, 25–27]. Regional fracturing [17,22,34] (mainly occurring as joints) shows two perpendicular trends (Fig. 2): a NW–SE one, linked to Oligocene–Pliocene events (Alpine orogen), and a NE–SW one, assumed to derive from Palaeocene–Eocene events (Pyrenean orogen) [1, 7,32–34].

Fracturing and palaeostress data

Four types of fractures have been distinguished (Fig. 3): vertical joints (some of them filled with calcite), tension gashes, microfaults (mostly strike-slip faults) and vertical stylolites. Their distribution along the vertical geological profile (Fig. 4) allows us to define four main fracturing levels: Late Kimmeridgian, Kimmeridgian, Oxfordian (split in upper and lower layers) and Callovo-Oxfordian.

- The first level, from 366 to 344 m NGF (marls and limestones of Late Kimmeridgian), mainly affected by joints with no main orientation and microfaults, does not allow us to calculate any palaeostress.
- Below, the second level, from 344 to 236 m NGF (marls and limestones of Kimmeridgian), shows joints (at the top) and microfaults (at the bottom).

The joints are oriented NNW–SSE and the microfaults, mainly left-lateral strike-slip faults, are oriented NNE–SSW, with shortening striking N153°E.

- The third level, from 236 to –40 m NGF (coral and oolitic limestones of the Oxfordian) is affected by all types of tectonic features, with joints trending NNW–SSE and NE–SW, with microfaults trending NW–SE. Microfaults analysis gives a strike-slip regime with NW–SE shortening. This palaeostress is attributed to Alpine events. Standard deviation of τ ratio allows us to share it into two distinct events with a shortening striking N130°E (Early Alpine event – Oligocene–Miocene time) and then striking N157°E (Late Alpine event – Miocene–Pliocene to present time).
- The lowest level, from –40 to –140 m NGF (Callovo-Oxfordian argillites) is free from any structure, except at –66 m, where a couple of NE–SW vertical decimetre joints affect a hardener layer.

Discussion

The analysis of fracture distribution reveals multidirectional fracturing and badly constrained palaeostresses in Late Kimmeridgian limestones that are related to surface swelling (Fig. 4).

The Kimmeridgian level is characterized by N150°E to N160°E slightly disturbed fracturing and a strike-slip regime, with σ_1 N153°E.

Oxfordian limestones show the two regional directions of fracturing: NE–SW and N140°E to N150°E, while the strike-slip regimes calculated present two different σ_1 : N130°E and N157°E.

These results reveal a mono-directional setting of fracturing in the Kimmeridgian, while the Oxfordian presents a bi-directional fracturing setting. The WNW–ESE to NNW–SSE joints show a deviation of their main direction from N150–160°E in the Kimmeridgian to N140–150°E in the Oxfordian (Fig. 4, D and E). Furthermore, the orientations of palaeostresses are also different in the Kimmeridgian with shortening N153°E, while in the Oxfordian two directions of shortening are distinguished: N130°E and N157°E. Recent results of fracturing survey in deviated boreholes have confirmed these results on the area of the underground research laboratory (Fig. 5). Then two hypotheses can be proposed:

- (1) palaeostress recording depends on stress intensity and lithology;
- (2) palaeostress orientations and settings (deviations) are influenced by rock nature and rheology close to the marl/limestone contacts.

The first hypothesis explains the deviation of major joint direction between the Kimmeridgian and the Oxfordian formations by a difference of fracturing-recording intensity during two different Alpine events. Kimmeridgian marls, more ductile than the Oxfordian limestones are only affected by the maximum of shortening intensity (NNW–SSE during Miocene–Pliocene times).

On the other hand, current maximum horizontal stress shows deviations in marl/limestone contacts [13] that argue for the second hypothesis. Therefore, lithological factor appears to be crucial in palaeostress recording and these two convincing hypotheses argue for an intermediate solution or also maybe related to creeping properties of argillites.

Conclusion

Tectonic survey and analysis point out the control of depth as well as lithology (rheology), on the type and the occurrence of structures in each formation, and could explain heterogeneities of the fracture direction distribution. It is therefore possible to restore a detailed regional tectonic evolution from the data collected in the Oxfordian limestones formation that handles favourable mechanical conditions. These results provide elements that could partially explain the vertical evolution of current horizontal maximum stress. It is possible to infer a control of this evolution by lithology as a main factor and depth as a minor one. Last, this study proves the role of Callovo-Oxfordian as a fence for fracturing development between the limestones of Dogger and Oxfordian formations.

1. Introduction

Les récents travaux réalisés par l'Andra (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) au laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne apportent des données inédites sur la géologie des séries jurassiques de l'Est du bassin de Paris (Fig. 1). Le creusement des puits d'accès (5 et 6 m de diamètre) aux galeries du laboratoire, situées à 490 m de profondeur dans les argillites du Callovo-Oxfordien (roche constituée principalement de minéraux argileux [29]), s'est accompagné d'un levé sédimentaire et structural

des séries sur les parois. Les séries traversées sont, depuis la surface : les calcaires du Barrois (Kimmeridgien terminal, 20 m d'épaisseur), les marnes à bancs calcaires du Kimméridgien (100 m d'épaisseur), les calcaires récifaux, oolithiques et détritiques oxfordiens (300 m d'épaisseur) et, enfin, le sommet des argillites du Callovo-Oxfordien (soit 90 m sur 140 m d'épaisseur), dans lesquelles seront menées les futures expérimentations.

L'existence de failles régionales en surface, dans la couverture du Callovo-Oxfordien et de structures plus profondes affectant les terrains du Dogger pose la question du comportement des 130 à 160 m d'épaisseur d'argillites vis-à-vis de ces structures et de leur éventuelle propagation. À partir du levé structural, réalisé tout au long des 490 m de terrains traversés par les puits d'accès au laboratoire souterrain, cet article présente la distribution de la fracturation et son interprétation en terme de paléocontraintes et discute leurs relations, avérées ou possibles, avec des paramètres tels que la lithologie, l'épaisseur et la rhéologie des bancs, d'une part et la profondeur, d'autre part. La comparaison avec l'évolution verticale de l'état de contrainte actuel permet de proposer plusieurs hypothèses quant au rôle des alternances marno-calcaires sur l'orientation des contraintes et la distribution de la fracturation.

2. Cadre géologique et tectonique

Le laboratoire se situe sur la bordure orientale du bassin de Paris (Fig. 1). Les terrains d'âge Jurassique s'organisent en une épaisse série monoclinale, inclinée de 1 à 2% en direction du nord-ouest ; ils sont constitués, d'est en ouest, par : les calcaires bioclastiques bajociens à bathoniens formant la cuesta du Dogger (Neufchâteau), les argillites callovo-oxfordiennes au niveau de la vallée de la Meuse (Pagny-sur-Meuse), les calcaires récifaux à lagunaires de la cuesta oxfordienne (à l'ouest de Pagny-sur-Meuse) et enfin par les alternances de marnes et de calcaires du Kimméridgien–Tithonien (à l'ouest du fossé de Gondrecourt).

Cette série est structurée en surface par un système de failles héritées (failles de Metz, de la Marne et de Vittel, Fig. 1), ainsi que par des fossés d'effondrement d'âge Tertiaire (fossés de Gondrecourt et Joinville, Fig. 1) [23–25,27,28]. Ce domaine intraplaque, réputé comme étant faiblement déformé (ondulations de grande longueur d'onde) [7,12,21,26], est donc favorable aux relevés microtectoniques [17]. Un grand nombre d'études sur l'évolution des paléocontraintes et l'état de fracturation à l'affleurement ont ainsi été menées depuis plus de vingt ans [2,5–7,10,11,16,18–20,

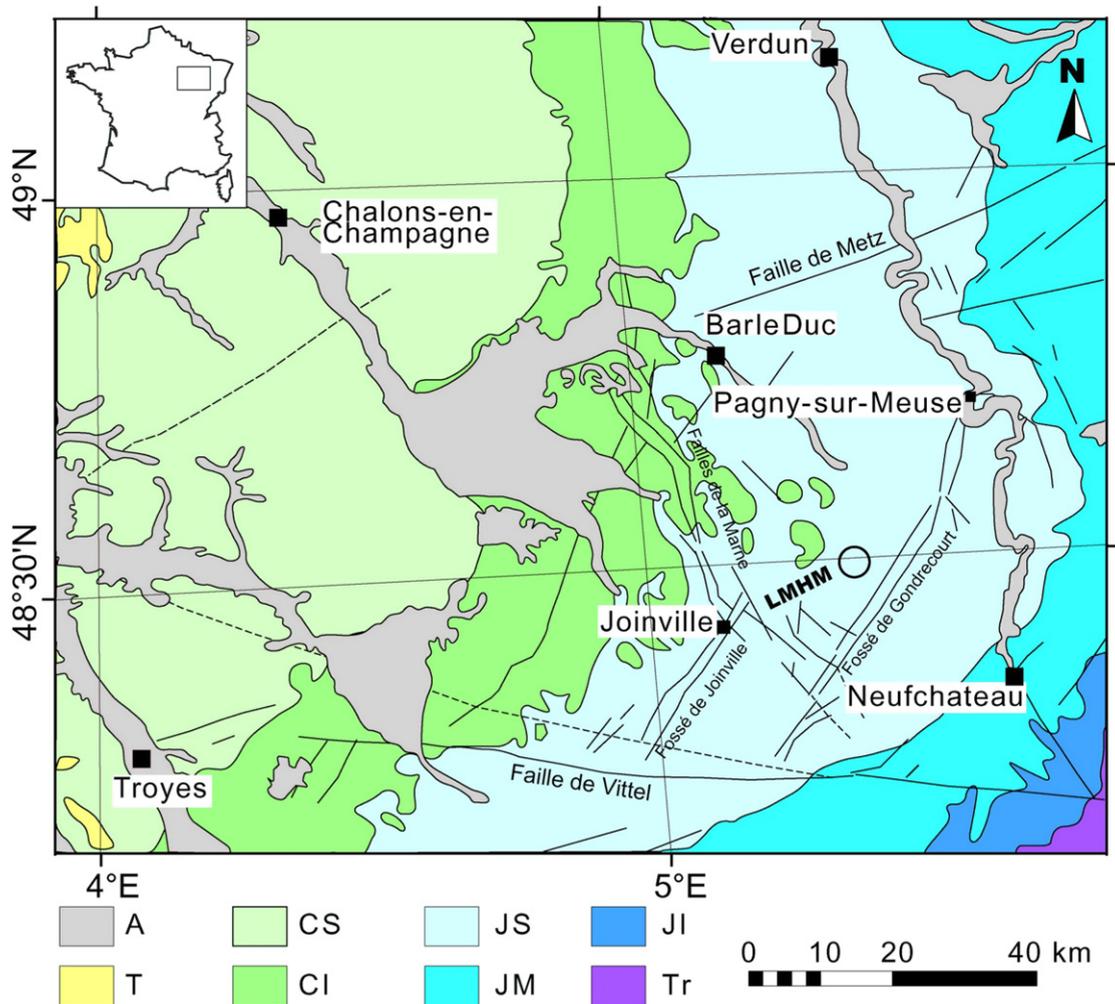


Fig. 1. Carte géologique simplifiée de l'environnement du laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne (LMHM) : A = alluvions quaternaires, T = Tertiaire, CS = Crétacé supérieur, CI = Crétacé inférieur, JS = Jurassique supérieur, JM = Jurassique moyen, Jl = Jurassique inférieur, Tr = Trias.

Fig. 1. Simplified geological map of the underground research Laboratory of Meuse/Haute-Marne (LMHM): A = Quaternary alluvium, T = Tertiary, CS = Upper Cretaceous, CI = Lower Cretaceous, JS = Upper Jurassic, JM = Middle Jurassic, Jl = Lower Jurassic, Tr = Triassic.

22,33,35,36]. Elles mettent en évidence une organisation bidirectionnelle de la fracturation (diaclases, fentes de tension, failles), avec une famille principale NW–SE et une famille secondaire NE–SW (Fig. 2A). Ces deux directions sub-orthogonales correspondent vraisemblablement à l'expression des épisodes tectoniques liés à l'orogène pyrénéen (fracturation nord–sud à NE–SW), puis alpin (fracturation WNW–ESE à NNW–SSE) depuis la fin du Crétacé et tout au long du Tertiaire [1,7,17,32].

Dans le détail, les différents états de paléocontraintes se sont succédé depuis le dépôt des terrains [1,2,4,9,12,15,23,32], mais seuls les derniers épisodes d'âge tardi-Crétacé à fini-Tertiaire sont clairement identifiables sur

le terrain. Les nombreux auteurs ayant travaillé sur l'histoire tectonique de cette zone proposent une évolution des états de contrainte avec (1) un régime compressif décrochant pyrénéen (fini-Crétacé à Éocène), caractérisé par un raccourcissement NNW–SSE à NE–SW, (2) une phase de transition marquée par une extension est–ouest (fini-Éocène à Oligocène); (3) un régime compressif décrochant alpin (fini-Oligocène à Pliocène), avec un raccourcissement proche de NW–SE [1]. Dans notre étude, la chronologie proposée par André [1] est utilisée. Elle concerne une zone proche du laboratoire et elle apporte une plus grande précision que celles d'auteurs antérieurs quant aux déviations des contraintes (Fig. 2B). En effet, l'épisode pyrénéen

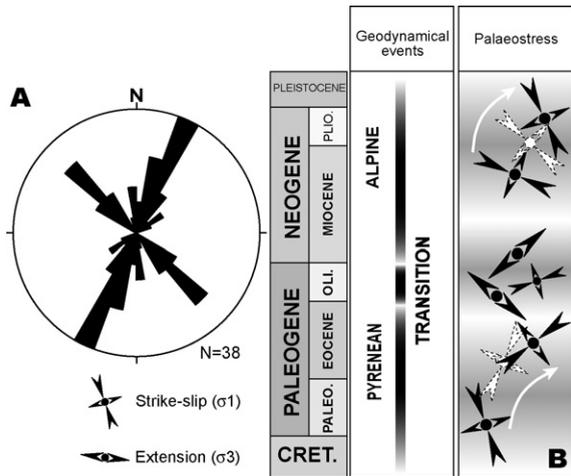


Fig. 2. **A**, Rosace des directions de la fracturation, 10 km au nord de Pagny-sur-Meuse ; **B**, évolution des états de contraintes depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'Actuel, d'après André [1].

Fig. 2. **A**, Rose diagram of fracturing directions, 10 km north of Pagny-sur-Meuse; **B**, palaeostress evolution from the end of Cretaceous to Present, from André [1].

débuté par une contrainte maximale horizontale (σ_1) proche de nord–sud, puis évolue vers NE–SW ; puis prend place une période de transition fortement marquée par des régimes extensifs avant le régime compressif alpin. Ce dernier épisode démarre par un raccourcissement WNW–ESE, qui passe progressivement vers NNW–SSE jusqu'à correspondre à l'état de contrainte actuel [37].

3. Données sur la fracturation

3.1. Objets mesurés lors des levés géologiques

Les données de fracturation sont issues des levés sur les parois des deux puits d'accès au laboratoire. Les levés sont effectués par tranches de creusement de 2 à 3 m en vertical, sur des parois cylindriques de 15 à 20 m de long en déroulé (Fig. 3). Quatre grands types d'objets structuraux ont été reconnus : les joints verticaux (diaclasses) et les fentes de tension (formés en mode 1 par traction), les microfailles (formées en mode 2 et 3 par cisaillement) et les plans stylolitiques (formés par pression/dissolution/recristallisation sous l'effet d'une contrainte tectonique et/ou d'un phénomène diagénétique). Les joints verticaux représentent la majorité des mesures. Ils sont définis comme étant des fractures d'extension verticale décimétrique à plurimétrique, dont les épontes sont parallèles et sans mouvement relatif (diaclasses), qui présentent souvent un remplissage calcitique et parfois une ouverture millimétrique (résultant d'un remplissage partiel ou d'une redissolution postérieure). Les fentes de tension ont été observées de manière anecdotique, principalement du fait de leur petite taille et des parements verticaux qui ne permettent pas d'en reconnaître la géométrie 3D. Les microfailles sont des fractures verticales, d'extension décimétrique à rarement plurimétrique, présentant des stries sur la surface des épontes (décochantes principalement, normales ou inverses), avec un mouvement relatif apparent des deux

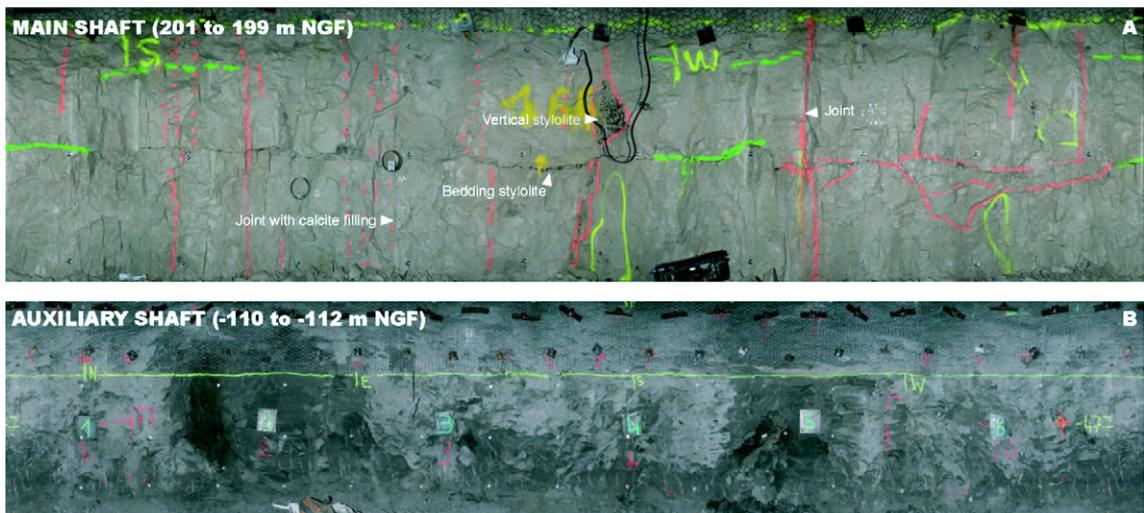


Fig. 3. Photographies des parois des puits d'accès au laboratoire de recherche souterrain : **A**, vue du puits principal dans l'Oxfordien supérieur calcaire ; **B**, vue du puits auxiliaire dans les argillites du Callovo-Oxfordien.

Fig. 3. Shaft-wall pictures of the underground research laboratory: **A**, view of the main shaft in the Oxfordian limestones; **B**, view of the auxiliary shaft in the Callovo-Oxfordian argillites.

blocs, non visible ou inférieur au décimètre. Enfin, les plans stylolitiques sont de deux types : stratiformes pour ceux d'origine diagénétique, ou liés à une tectonique extensive [1,11,30,34]; verticaux pour ceux d'origine tectonique (compression horizontale) [3,31].

L'étude de la distribution verticale de ces objets apporte des éléments de compréhension des paramètres contrôlant leur mise en place. Les états de contraintes ayant prévalu lors de leur genèse sont déduits des directions des microstructures (pics stylolithiques et fentes de tension) et du calcul de tenseur par inversion à partir des mesures des microfailles [8].

3.2. Répartition verticale de la fracturation

Les résultats du levé structural sont présentés pour les joints, microfailles et joints stylolitiques en vis-à-vis d'un log géologique simplifié (Fig. 4A). Il est possible de distinguer quatre grands ensembles structuraux dans la répartition de la fracturation à partir du découpage stratigraphique des dépôts : Kimméridgien terminal, Kimméridgien, Oxfordien et Callovo-Oxfordien (Fig. 4, A et B).

- Dans le Kimméridgien terminal (366 à 344 m NGF), constitué d'une vingtaine de mètres de calcaires à interbanes marneux décimétriques, ce sont les joints verticaux (diaclasses) qui dominent, avec des orientations hétérogènes couvrant toutes les directions de 0 à 180° (Fig. 4C).
- Le Kimméridgien (344 à 236 m NGF), constitué d'une centaine de mètres d'une alternance de bancs calcaires et d'interbanes marneux, décimétriques au sommet puis plurimétriques vers la base, présente une majorité de joints verticaux au sommet et quasi exclusivement des microfailles à la base. Les joints verticaux ont une orientation unidirectionnelle N150–160°E (Fig. 4D); les microfailles sont principalement décrochantes à jeu senestre et orientées NNE–SSW (Fig. 4F).
- L'Oxfordien (236 à –40 m NGF), constitué majoritairement de calcaires récifaux, oolithiques et détritiques, avec quelques niveaux plus marneux à argileux métriques, présente tous les types de structures, avec une majorité de joints (45%), mais aussi de nombreux joints stylolitiques verticaux (43%) et quelques microfailles (12%). Les joints verticaux s'orientent selon deux directions principales N140–150°E et N40–50°E (Fig. 4E); les microfailles, exclusivement représentées par des cisaillements dextres et sénestres, sont de direction NW–SE (Fig. 4, G à J). La base de l'Oxfordien, consti-

tuée de bioconstructions métriques, espacées de plusieurs mètres au sein d'une matrice calcaire fine à bioclastique, est totalement exempte de fracture.

- Enfin, le Callovo-Oxfordien (–40 à –140 m NGF), constitué d'argilites, n'a révélé aucune structure, mis à part quelques joints verticaux décimétriques à remplissage calcitique, dans un niveau métrique plus carbonaté au sommet de la formation vers –66 m NGF (Fig. 4A).

Au sein de ces quatre ensembles structuraux, des joints verticaux se concentrent en faisceaux, de directions NW–SE et NE–SW et d'extension verticale entre 5 et 30 m d'épaisseur. Les structures constituant ces faisceaux sont principalement les joints et les joints stylolitiques ne dépassant pas quelques mètres d'extension verticale. L'espacement entre fractures au sein d'un même faisceau dans l'Oxfordien est de quelques décimètres (0,1 à 0,7 m), alors qu'entre faisceaux, l'espacement minimum observé est de 3 m. Près de 35% de la hauteur totale de l'Oxfordien ne présente aucune structure (principalement à la base), contre 55% dans le Kimméridgien; en moyenne, il a été observé 0,06 objets structuraux par mètre carré dans le Kimméridgien, contre 0,15 dans l'Oxfordien. Enfin, le Callovo-Oxfordien n'a livré qu'un nombre limité de structures décimétriques, de type joints verticaux à calcite, exclusivement localisés dans des bancs plus calcaires au sommet de la couche. Ces structures, liées à un niveau très spécifique, sont les seules observées pour une épaisseur cumulée de plus de 100 m dans les puits d'accès et sur plus de 1300 m de carottes provenant des forages dirigés réalisés en 2004 (Fig. 5). En revanche, l'un de ces forages a permis d'observer, au sein des calcaires du Dogger, une densité de diaclases et de joints à calcite équivalente à celle du sommet de l'Oxfordien (Fig. 5). En conclusion, la couche d'argilite apparaît comme un niveau isolé du point de vue de la fracturation, faisant « barrière » entre les séries du Dogger et de l'Oxfordien.

3.3. Calculs des paléocontraintes

La région étudiée étant éloignée des zones de fortes déformations, il est possible de calculer par inversion (à partir des plans striés) l'état des paléocontraintes [8]. Ces calculs nécessitant un nombre minimum de plans striés et des plans conjugués, ils n'ont pu être effectués que pour le Kimméridgien et l'Oxfordien (Fig. 4, F à J). Le nombre de structures observées dans ces deux ensembles a permis de déterminer différents états de paléocontraintes, avec σ_1 variant de WN–ESE à NN–SSE. Ces directions sont attribuées aux épisodes les plus

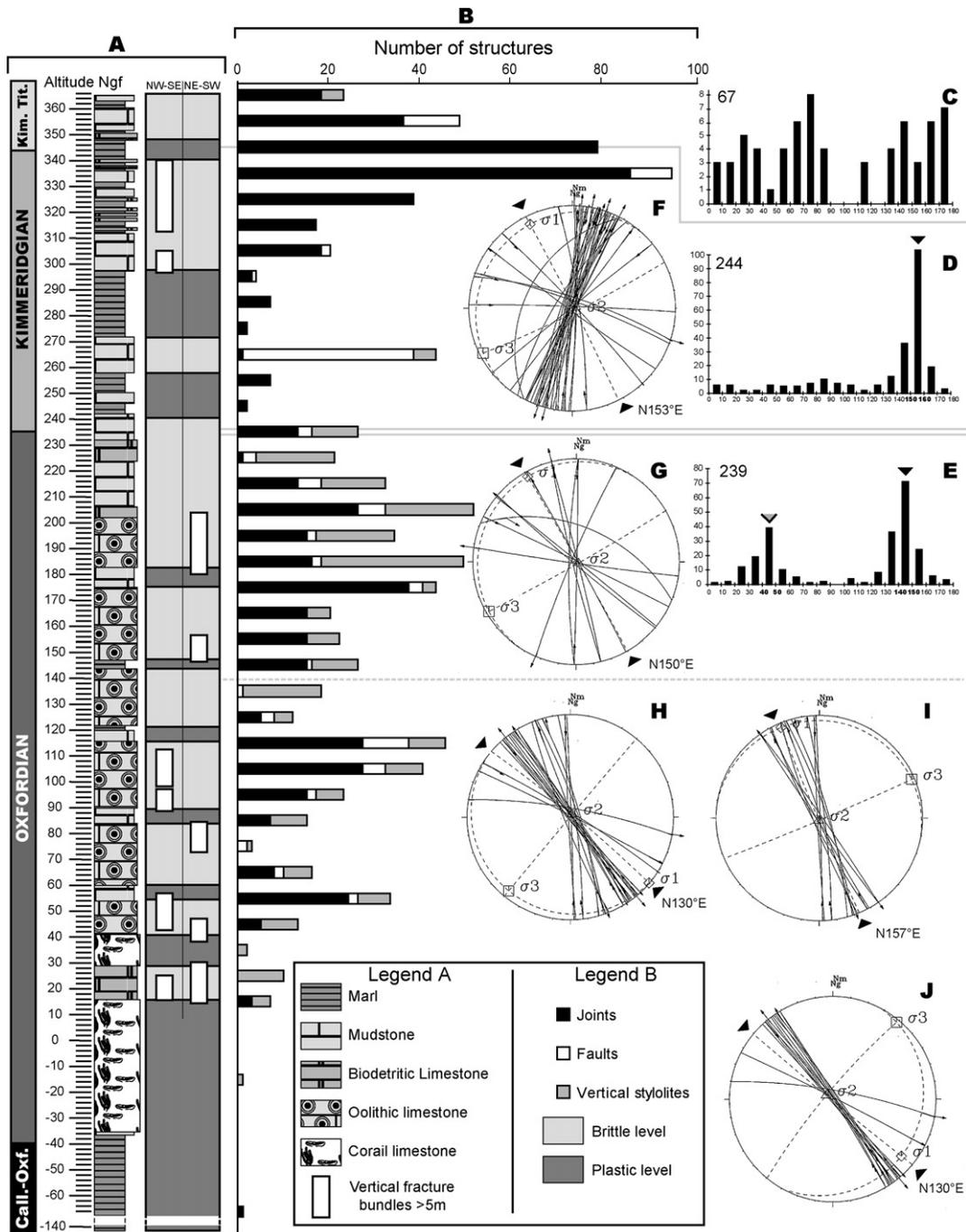


Fig. 4. **A**, Log géologique simplifié, extension verticale des faisceaux de joints supérieure à 5 m et découpage rhéologique de la série en niveaux cassants et ductiles; **B**, Distribution verticale de la fracturation dans le puits principal d'accès (PPA); **C** à **E**, orientations des joints (triangle gris = direction attribuée aux épisodes pyrénéens, triangle noir = direction attribuée aux épisodes alpins); **F** à **J**, calculs par inversion des états de contraintes des épisodes alpins.

Fig. 4. **A**, Simplified geological log; joint bundles with vertical extension superior to 5 m and rheological subdivisions in brittle and plastic levels; **B**, Vertical distribution of tectonic features from geological survey of the main shaft (PPA); **C** to **E**, orientation of joints (grey triangle = direction related to Pyrenean events, black triangle = direction related to Alpine events); **F** to **J**, determinations of Alpine palaeostresses from fault-slip data inversion.

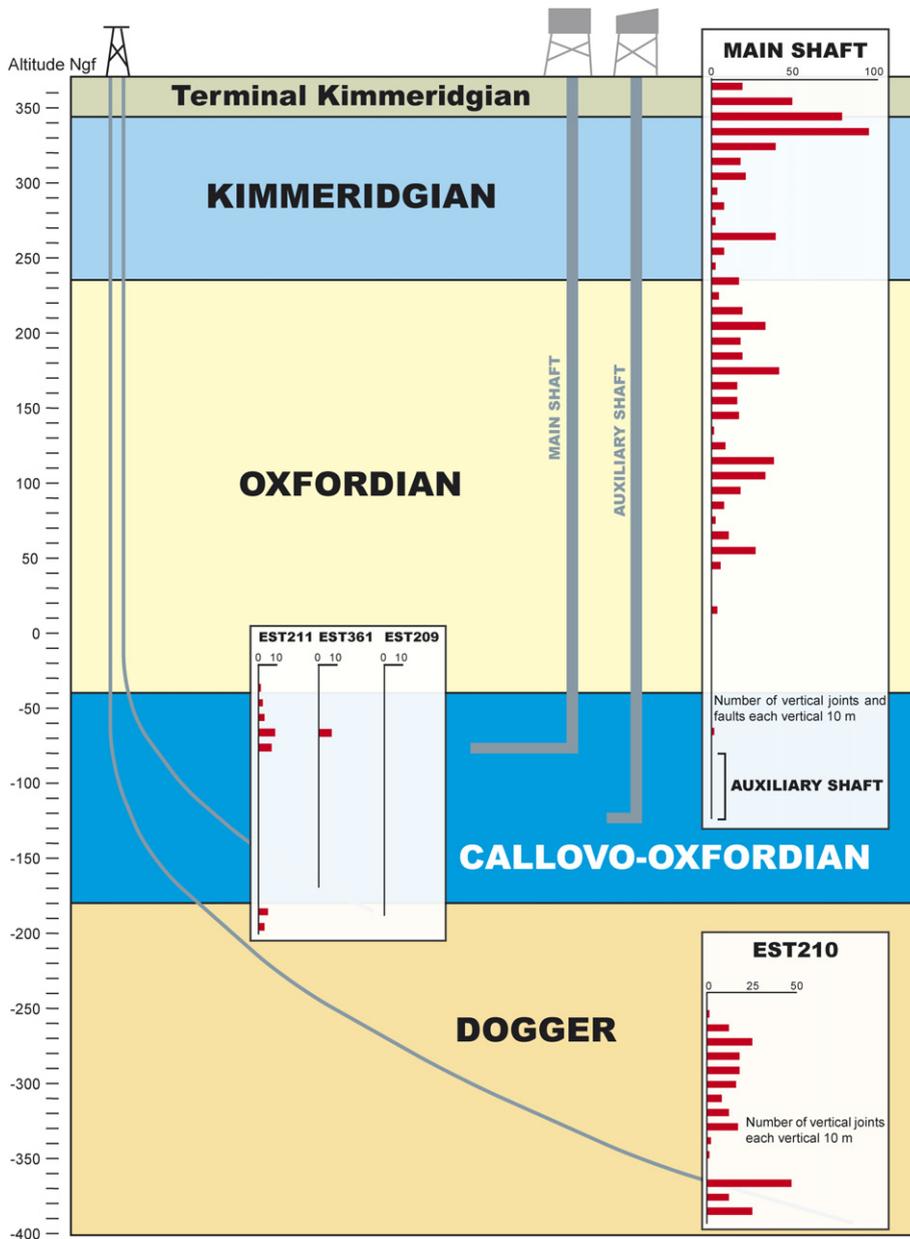


Fig. 5. Représentation schématique des mesures de fracturation en puits et forages sur le site du laboratoire de recherche souterrain. Campagne de forages dirigés : Andra FRF 2004.

Fig. 5. Sketch of fracturing data in shafts and deviated boreholes on the underground research laboratory area. Directional drilling campaign: ANDRA FRF 2004.

récents et mieux marqués, correspondant à l'orogène alpin [1,5,18,20,33]. Le Kimméridgien terminal et le Callovo-Oxfordien ne présentaient pas assez de données pour effectuer des inversions fiables.

Dans le Kimméridgien, les microfailles correspondent à un régime décrochant avec une contrainte maximale horizontale σ_1 N153°E (Fig. 4F). Dans l'Oxfordien, la partie supérieure livre un régime décrochant

similaire à celui du Kimméridgien, avec une contrainte maximale horizontale σ_1 N150°E (Fig. 4G). La partie inférieure de l'Oxfordien donne, par inversion de la majorité des cisaillements, une contrainte maximale horizontale σ_1 N130°E (Fig. 4H). Ce calcul révèle un dièdre très étalé vers le nord, et il exclut un lot de décrochements dextres proches de N150°E, ce qui suggère un mélange entre des failles compatibles avec au

moins deux états de contraintes distincts. Les structures «orphelines» peuvent être alors associées aux décrochements sénestres les plus proches de nord-sud, utilisés auparavant dans le premier calcul, afin de calculer deux nouveaux états de contraintes. En découle un premier tenseur, avec une contrainte maximale horizontale σ_1 N130°E (Fig. 4I), similaire au calcul intégrant l'ensemble des failles. Le second tenseur, quant à lui, donne une contrainte maximale horizontale σ_1 N157°E (Fig. 4J). Il est à noter qu'une donnée de chronologie n'a permis de préciser lequel, de ces deux états de contraintes, a précédé l'autre, dans l'hypothèse où ils correspondraient à deux épisodes tectoniques distincts. L'orientation des paléocontraintes ainsi que la distribution de la fracturation sont discutées ci-dessous.

4. Discussion

4.1. Rôle de la profondeur, de la lithologie et de la rhéologie sur la fracturation

Seule la partie la plus superficielle (Kimméridgien terminal), entre 366 et 344 m NGF, montre une distribution multidirectionnelle de la fracturation, suggérant un effet de type «foisonnement», en relation avec la proximité de la surface. L'effet d'un pergélisol ne peut-être clairement reconnu et, lors du levé, aucune structure n'a pu mettre en évidence de tels indices, mais son impact ne peut être exclu sur les 60–70 m supérieurs.

L'accroissement significatif du nombre de joints mesurés entre 344 et 324 m NGF (Kimméridgien) est probablement lié à la présence de bancs calcaires décimétriques fracturés, avec une densité plus importante que ne le seraient des bancs d'épaisseur supérieure [14]. En dessous, toujours dans le Kimméridgien, la densité de structures apparaît contrôlée par les alternances de niveaux carbonatés cassants et marneux ductiles, qu'il est possible d'individualiser, en superposant, d'une part, les faibles densités de fracturation et, d'autre part, les niveaux sur lesquels viennent s'arrêter les alignements et les faisceaux verticaux (Fig. 4A). Ce découpage permet de distinguer, d'un côté, les calcaires biodétritiques et oolithiques cassants et, d'un autre côté, les marnes, calcaires fins et calcaires construits, qui se comportent de façon moins fragile et font barrière à la propagation des fractures verticales.

Enfin, la diversité des structures dans l'Oxfordien est certainement due à la présence d'une épaisseur décimétrique de faciès calcaires cassants homogènes, plutôt qu'à un contrôle par la profondeur.

Il ressort que la profondeur influence l'orientation des structures dans la partie la plus superficielle, en dis-

persant les directions (Kimméridgien terminal), alors qu'au-delà des premiers vingt mètres, il n'y a plus d'effet notable. La distribution des microstructures (échelle, type, direction, nombre) est principalement contrôlée par la lithologie et donc par la rhéologie des couches sédimentaires :

- les bancs compétents et/ou homogènes (calcaires, calcaires oolithiques) réagissent de façon cassante et montrent plus de types d'objets que les bancs calcaires hétérogènes (détritiques subrécifaux) ;
- les bancs incompétents (marnes) et les plus hétérogènes (calcaires récifaux) réagissent de façon ductile et ne montrent aucune (ou qu'une très rare) fracturation.

4.2. Rôle des alternances marno-calcaires sur l'orientation des tenseurs de contraintes

L'orientation des joints entre le Kimméridgien et l'Oxfordien montre, d'une part, le passage d'un mode unidirectionnel (NW–SE) à bidirectionnel (NE–SW et NW–SE) et, d'autre part, un léger décalage, de l'ordre de 10°, entre les directions des fréquences maximales proches de NNW–SSE (de N150–160°E dans le Kimméridgien à N140–150°E dans l'Oxfordien). Les calcaires oxfordiens semblent avoir enregistré l'ensemble de l'histoire tectonique depuis la fin du Crétacé, avec des joints NE–SW attribués à l'orogène pyrénéen et des joints NW–SE liés aux épisodes alpins, alors que, dans les marnes et calcaires du Kimméridgien, seuls les derniers événements attribués à l'orogène alpin sont observables. Cette différence dans l'enregistrement des états de contraintes amène à proposer deux hypothèses :

- (1) la succession des différents états de paléocontraintes n'est pas enregistrée avec le même degré selon les niveaux au cours de l'évolution tectonique, probablement en fonction de l'orientation et de l'intensité des contraintes ;
- (2) la nature de la roche (lithologie, rhéologie, contacts marnes/calcaires) influe directement sur l'orientation locale des contraintes (déviations), et explique les apparentes déviations de contraintes déduites des calculs par inversion.

La première hypothèse est cohérente avec une histoire tectonique polyphasée, où les paléocontraintes liées à l'orogénèse pyrénéenne ne se marquent pas dans le Kimméridgien, du fait d'une intensité trop faible des contraintes et d'un matériau argilo-marneux se déformant de façon ductile. Ensuite, lors des épisodes alpins,

l'intensité des contraintes va croissante et, alors que l'Oxfordien enregistre l'intégralité de cet enchaînement (depuis σ_1 WNW–ESE jusqu'à σ_1 NNW–SSE), le Kimméridgien ne se fracture que lors du paroxysme avec σ_1 NNW–SSE. Cette hypothèse est appuyée par la distribution des directions des joints (Fig. 4D et E) qui, pour l'Oxfordien, se répartissent autour de N130–160°E (intégrant toutes les étapes depuis σ_1 WNW–ESE jusqu'à σ_1 NNW–SSE), alors que pour le Kimméridgien, elles se concentrent autour de N140–170°E.

La seconde hypothèse voudrait que, pendant les épisodes associés à l'orogène alpin, pour un état de contraintes défini, on observe deux directions de fracturation légèrement déviées entre l'Oxfordien calcaire et le Kimméridgien marneux. Cette hypothèse est étayée par les données sur l'état de la contrainte horizontale maximale actuelle, orientée N155°E en surface et au sein des calcaires oxfordiens [13,37], mais qui subit des déviations à la base de l'Oxfordien (directions N140–170°E) et au sommet du Bathonien (directions N140–155°E). Les déviations de la contrainte horizontale maximale actuelle se localisent aux interfaces marnes–calcaires (au mur et au toit du Callovo–Oxfordien), ce qui correspond à la situation du Kimméridgien, pour lequel les états de paléocontraintes ont été calculés à partir des failles mesurées au sein d'un banc calcaire décimétrique noyé dans des marnes (272 à 258 m NGF, Fig. 4).

Il est donc très probable que ces contacts marne–calcaire jouent un rôle dans l'expression des contraintes, d'une part en limitant le développement de la fracturation par un comportement plus ductile des marnes (rôle de barrière au développement de la fracturation) (hypothèse 1) et, d'autre part, en provoquant une déviation des contraintes à leur proximité (hypothèse 2). Ce second mécanisme, à l'origine des déviations de contraintes aux interfaces marnes–calcaires reste mal compris et pourrait être lié aux propriétés de fluage des argilites.

5. Conclusion

L'acquisition de données de fracturation le long d'un profil vertical de 490 m sans aucune altération représente un cas unique dans l'étude des roches argilo-carbonatées. Leur analyse permet de démontrer et de discuter l'impact de la lithologie, de la rhéologie et de la profondeur sur l'expression et la distribution de la fracturation et des tenseurs de contraintes :

- l'effet de la profondeur sur les couches observées apparaît comme très faible (« foisonnement ») et se cantonne aux 20 premiers mètres ;

- les faciès marneux et argileux présentent un comportement ductile et, avec les faciès hétérogènes (calcaires récifaux), ils constituent des barrières au développement vertical des faisceaux de fractures ;
- les conséquences de l'orogène alpin sont enregistrées dans le Kimméridgien et l'Oxfordien, alors que celles de l'orogène pyrénéen ne sont enregistrées que dans l'Oxfordien ;
- aux interfaces marnes–calcaires, la déviation des paléocontraintes et contraintes actuelles maximales horizontales pourrait être due, soit à un enregistrement discontinu d'une histoire tectonique polyphasée, soit à un effet mécanique lié au contraste de rhéologie, mais ce dernier reste encore mal compris.

L'ensemble de ces données n'est encore qu'au stade de l'analyse préliminaire. Des études plus poussées sur l'état de contrainte actuel apporteront des précisions, notamment sur les mécanismes qui contrôlent la déviation des contraintes aux interfaces marnes–calcaires et sur le rôle éventuel du fluage au sein des argilites. Enfin, la couche d'argilite du Callovo–Oxfordien n'a révélé que de très rares microstructures tectoniques et uniquement à son sommet, au sein d'un niveau plus calcaire, ce qui en fait une barrière au développement de la fracturation entre les séries du Dogger et de l'Oxfordien.

Références

- [1] G. André, Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du bassin de Paris, thèse, université Henri-Poincaré, Nancy, 2003 (311 p.).
- [2] G. André, B. Beaudoin, C. Hibsich, C. Carpentier, S. Fourcade, M. Cathelineau, P. Elion, Filons sédimentaires oxfordiens : implications tectoniques et diagénétiques pour l'Est du bassin de Paris, *Bull. Soc. géol. France* 175 (6) (2004) 595–605.
- [3] F. Arthaud, M. Mattauer, Exemple de strololites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante, *Bull. Soc. géol. France* 5 (7) (1969) 738–744.
- [4] F. Benard, O. de Charpal, A. Mascle, P. Trémolières, Mise en évidence d'une phase de serrage est–ouest au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 300 (1985) 765–768.
- [5] F. Bergerat, Paléocontraintes et évolution tectonique paléogène du Fossé Rhénan, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 297 (1983) 77–80.
- [6] F. Bergerat, Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne, thèse d'État, université Pierre-et-Marie-Curie, Paris-6, 1985 (315 p.).
- [7] F. Bergerat, Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin, *Bull. Soc. géol. France* 8 III (3) (1987) 611–620.
- [8] E. Carey, Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement, thèse, université Paris-Sud, Orsay, 1976 (138 p.).

- [9] C. Carpentier, Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du bassin de Paris, thèse, université Henri-Poincaré, Nancy, 2004 (472 p.).
- [10] M. Coulon, La distension oligocène dans le Nord-Est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites), *Bull. Soc. geol. France* 5 (1992) 531–540.
- [11] M. Coulon, D. Frizon de Lamotte, Les extensions cénozoïques dans l'Est du bassin de Paris : mise en évidence et interprétation, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 307 (1988) 1113–1119.
- [12] R. Curnelle, P. Dubois, Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est, *Bull. Soc. geol. France* 8 I I (4) (1986) 529–546.
- [13] J. Desroches, Y. Wileveau, A. Etchecopar, La combinaison d'imagerie de forage et de micro-fracturation hydraulique pour la détermination du champ de contraintes dans un massif, in : *Réunion des sciences de la Terre, Strasbourg, 2004*.
- [14] S. Eyssautier-Chuine, F. Odonne, G. Massonnat, Control of bioclast abundance on natural joint density in carbonate rocks: data from Oman, Provence and Languedoc (France), *Terra Nova* 14 (2002) 198–204.
- [15] F. Héritier, J. Villemin, Mise en évidence de la tectonique profonde du bassin de Paris par l'exploration pétrolière, *Bull. BRGM* 1 (2) (1971) 11–30.
- [16] C. Hibsich, J.-J. Jarrige, E.M. Cushing, J. Mercier, Palaeostress analysis, a contribution to the understanding of basin tectonics and geodynamic evolution. Example of the Permian/Cenozoic tectonics of Great Britain and geodynamic implications in western Europe, *Tectonophysics* 252 (1–4) (1995) 103–136.
- [17] C. Hibsich, J. Le Roux, P.-J. Fauvel, G. André, P. Le Guillou, S. Rouyer, Analyse des relations entre réseaux de fracturation et réseaux hydrographiques régionaux EST, laboratoire UMR CNRS 7566 G2R, rapport Andra n° D RP 0GSE 98-002/1, 1998.
- [18] C. Homberg, F. Bergerat, Y. Philippe, O. Lacombe, J. Angelier, Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France), *Tectonophysics* 357 (1–4) (2002) 137–158.
- [19] C. Homberg, J.C. Hu, J. Angelier, F. Bergerat, O. Lacombe, Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura Mountains), *J. Struct. Geol.* 19 (5) (1997) 703–718.
- [20] O. Lacombe, J. Angelier, F. Bergerat, P. Laurent, Tectoniques superposées et perturbations de contrainte dans la zone transformante Rhin-Saône : apport de l'analyse des failles et des macles de la calcite, *Bull. Soc. geol. France* 5 (8) (1990) 853–863.
- [21] J. Le Roux, Structures tectoniques et anomalies gravimétriques dans l'Est de la France, *Bull. BRGM* 3 (1971) 137–141.
- [22] J. Le Roux, Données nouvelles sur le Dogger moyen (Bajocien supérieur et Bathonien) des environs de Neufchâteau (Vosges). Conséquences sur les corrélations litho-stratigraphiques entre la Meuse-et-Moselle et la Haute-Marne, *Bull. Acad. Soc. Lorraines Sci.* XIV (1) (1975) 15–22.
- [23] J. Le Roux, La tectonique de l'auréole orientale du bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation, *Bull. Soc. geol. France* 4 (1980) 655–662.
- [24] J. Le Roux, Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation, *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 36 1 (1999) 7–13.
- [25] J. Le Roux, Structuration du Nord-Est du bassin de Paris, *Bull. Inf. Bass. Paris* 37 (4) (2000) 13–34.
- [26] C. Mégnien, Ondulations tectoniques et dislocation majeure, *Bull. BRGM* 2 1 (2) (1971) 31–39.
- [27] C. Mégnien, Tectogenèse du bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin, *Bull. Soc. geol. France* 4 (1980) 669–680.
- [28] C. Mégnien, M. Turland, P. Villalard, Structure tectonique des terrains sédimentaires au Nord-Ouest du Morvan, *Bull. BRGM* 3 (1971) 163–170.
- [29] P. Pellenard, J.-F. Deconinck, Variabilité minéralogique des argiles du Callovo-Oxfordien du bassin de Paris et du bassin Subalpin, *C. R. Geoscience* 338 (2006).
- [30] L.B. Railsback, Lithologic control on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Palaeozoic carbonate rocks from the mideastern United States, *J. Sediment. Petrol.* 63 (3) (1993) 513–522.
- [31] L.B. Railsback, M.L. Andrews, Tectonic stylolites in the 'undeformed' Cumberland Plateau of southern Tennessee, *J. Struct. Geol.* 17 6 (1995) 911–915.
- [32] M. Rocher, S. Baize, M. Cushing, F. Lemeille, Y. Lozac'h, J. Angelier, Une reconstitution fine du cycle alpin par l'analyse microtectonique en domaine intraplaque : exemple dans l'Est de la France, in : *Réunion des sciences de la Terre, Nantes, 2002*.
- [33] M. Rocher, M. Cushing, F. Lemeille, Y. Lozac'h, J. Angelier, Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the eastern Paris Basin (Lorraine, France), *Tectonophysics* 387 (2004) 1–21.
- [34] P. Steiner, Lithostratigraphie et fracturation du Dogger Lorrain, thèse de 3^e cycle, Institut national polytechnique de Lorraine, Nancy, 1980 (203 p.).
- [35] S. Vandycke, Palaeostress records in Cretaceous formations in NW Europe: extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous-Tertiary inversion tectonics, *Tectonophysics* 357 (1–4) (2002) 119–136.
- [36] T. Villemin, La chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne du Permien à l'Actuel, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 303 (18) (1986) 1685–1690.
- [37] Y. Wileveau, Détermination of in situ stress at the Meuse/Haute-Marne Underground Research Laboratory – North-eastern France, *Eur. Geosci. Union Conf.*, Nice, 2004.