

[Accueil](#) ▶ [Tous les numéros](#) ▶ [Volume 191 \(2020\)](#) ▶ [BSGF - Earth Sci. Bull., 191 \(2020\) 6](#) ▶ [HTML complet](#)

Accès libre

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020
Numéro de l'article	6
Nombre de pages)	dix
EST CE QUE JE	https://doi.org/10.1051/bsgf/2020003
Publié en ligne	06 mars 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 6

Sur le développement des kink-band: une étude de cas dans la zone Westasturian-Leonese (ceinture variscaine, nord-ouest de l'Espagne)

Sur le développement des kink-bands: un exemple dans la Zone Asturoccidentale-léonaise (chaîne varisque ibérique, nord-ouest de l'Espagne)

Jesús Aller¹, Fernando Bastida^{1*} et Nilo C. Bobillo-Ares²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s / n, 33005 Oviedo, Espagne

² Departamento de Matemáticas, Universidad de Oviedo, 33007 Oviedo, Espagne

* Auteur correspondant: bastida@geol.uniovi.es

Reçu le 26 mars 2019 Accepté le 15 janvier 2020

Abstrait

Une analyse sur le terrain des bandes déformées développées dans des ardoises provenant de trois zones (régions de Grandas, Boal et Luarca) de la zone Westasturian-Leonese (ceinture ibérique variscaine) est présentée. L'analyse des principaux paramètres qui caractérisent la géométrie des bandes de torsion étudiées montre que celles des zones de Grandas et de Luarca présentent une évolution différente de celles de la zone de Boal. Dans cette dernière zone, l'angle interlimb des bandes de pliure a des valeurs inférieures à celles développées dans les premières zones et il implique une rotation de la foliation à l'intérieur et à l'extérieur de la bande. Dans les zones où le raccourcissement en vrac est plus élevé associé au développement de bandes vrillées, des plis en chevron se forment par juxtaposition de bandes vrillées. Le glissement entre les folia et leur rotation était probablement le mécanisme dominant dans la formation des bandes pliées, κ) et à l'extérieur (ϕ) de la bande, et l'apparition de fractures le long des plans de coude et de petits pas entre les folia coupant ces plans de fractures. Les fractures le long des plans de torsion ont empêché la migration ultérieure des charnières. L'analyse géométrique des bandes vrillées formées par le glissement entre les folia et leur rotation fournit une estimation des changements de surface et d'épaisseur, et de la déformation à l'intérieur de la bande vrillée. Pour les angles de rotation folia $\psi < 50^\circ$, le rapport entre les axes de l'ellipse de déformation est < 3 à l'intérieur de la bande; ce rapport est quasiment indépendant de l'orientation des plans de coude par rapport au feuilletage à l'extérieur de la bande (angle ϕ).

Reprendre

Dans ce travail, on présente une analyse sur le terrain des kink-bands développés dans les schistes de trois zones (Grandas, Boal et Luarca) de la Zone Asturoccidentale-léonaise (chaîne varisque ibérique). L'analyse des principaux paramètres caractérisant la géométrie des bandes kink étudiées montre que ceux des régions de Grandas et de Luarca présentent une évolution différente de ceux de la région de Boal. Dans cette dernière zone, l'angle d'ouverture des kink-bands a des valeurs inférieures à celles développées dans les

Table des matières

Article

Abstrait

HTML complet

PDF (2,715 Mo)

ePUB (3,707 Mo)

Les références

Métrique

Afficher les statistiques de l'article

Prestations de service

Mêmes auteurs

- [Google Scholar](#)- [Base de données EDP Sciences](#)- [PubMed](#)

Recommander cet article

Envoyer sur mon Kindle

Télécharger la citation

Articles Liés

[Orientation de la charnière d'un kink-band](#)

Rev. Fr. Géotech. N ° 56, 51-55 (1991)

[Kink fluctuation asymptotiques et modes zéro](#)

Eur. Phys. J. C (2012) 72: 2170

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

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

Plus

Bookmarking



[Services aux lecteurs](#)

[Alerte email](#)

Haut

Abstrait

1. Introduction

2 bandes Kink ...

premières zones et ceci nécessite une rotation de la foliation à l'intérieur et à l'extérieur de la bande. Dans les zones où le raccourcissement est plus élevé, des plis en chevron se forment par juxtaposition de kink-bands (ϕ_K) et à l'extérieur (ϕ) de la bande, et de l'affichage de fractures tout au long des plans de kink et de petites marches entre les feuilles qui se croissent avec ces plans de fracture. Les fractures tout au long des plans de kink ont empêché la migration ultérieure de la charnière. L'analyse géométrique des kink-band formées par glissement entre les feuilles et leur rotation permet d'estimer la variation de l'area et l'épaisseur, et la déformation à l'intérieur du kink-band. Pour les angles ψ de rotation de folia $< 50^\circ$, le ratio entre les axes de l'ellipse de déformation est < 3 à l'intérieur de la bande; ce ratio est presque indépendant de l'orientation des kink-bands par rapport à la foliation à l'extérieur de la bande (angle ϕ).

Mots clés: bandes vrillées / plis en chevrons / modélisation cinématique / déformation / clivage / ceinture de variscan

Mots clés: kink-band / plis en chevron / modélisation cinématique / déformation / schistosité / chaîne varisque

© J. Aller et coll., Édité par EDP Sciences 2020



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

1. Introduction

Les bandes kink sont des plis angulaires ou sous-angulaires fortement asymétriques, dont la géométrie est celle d'un gradin monoclonal (Fig. 1). Bien qu'elles aient été décrites dans diverses lithologies, les bandes vrillées se développent généralement dans des matériaux stratifiés (principalement du schiste, des ardoises ou du schiste) avec une anisotropie bien marquée (généralement clivage ou schistosité). Les bandes sont généralement le membre court du pli; en fait, le terme «bande pliée» se réfère strictement à la bande, tandis que «pli pli» se réfère à l'ensemble du pli. Cependant, le terme «bande pliée» a été généralisé pour se référer indistinctement à la bande ou à l'ensemble du pli. La plupart des auteurs admettent que les bandes kink sont des structures tardives dans l'évolution orogénique (eg Ramsay, 1962; Anderson, 1964, Anderson, 1969, 1969; Sharma et Bhola, 2005; Misra et Burg, 2012). Anderson (1964) a défini deux angles, α et β , pour l'analyse géométrique des bandes vrillées; ces angles ont été nommés ϕ et ϕ_K , respectivement, par Paterson et Weiss (1966), qui est la terminologie utilisée ici (Fig. 1). L'angle de rotation des folia ψ par rapport à leur orientation initiale est également considéré ici dans l'analyse; lorsqu'il n'y a pas de rotation en dehors de la bande coudée, $\psi = 180^\circ - \phi_K - \phi$.

Les bandes kink peuvent être reproduites expérimentalement assez facilement, aussi bien dans les roches (Paterson et Weiss, 1962, 1966; Donath, 1964, 1968, 1969; Anderson, 1974) et dans d'autres matériaux, par exemple dans des piles de cartes (Weiss, 1969; Gay et Weiss, 1974; Pulgar, 1980; Hunt et coll., 2000; Wade et coll., 2004), pâte à modeler (Cobbold et coll., 1971; Price et Cosgrove, 1990), des couches de caoutchouc (Honea et Johnson, 1976; Ramberg et Johnson, 1976; Reches et Johnson, 1976) ou des couches de plomb séparées par des couches de tissu imprégné de cire (Stewart et Alvarez, 1991). Les observations et données fournies par les études théoriques, expérimentales et sur le terrain des bandes de torsion ont donné lieu à plusieurs interprétations de leur évolution, qui ont été une source de controverse encore non résolue. Les différents mécanismes cinématiques proposés pour l'évolution des bandes de torsion sont les suivants:

- glissement entre folia et leur rotation (par exemple Donath, 1969; Bhattacharya, 1977; Sharma et Bhola, 2005; Dunham et coll., 2011). Il s'agit d'une évolution des bandes vrillées par rotation du folia, dont la longueur reste constante; l'orientation des plans de pliage reste également constante (cf. cisaillement de rotation, Bastida et coll., 2018). Les charnières sont liées aux mêmes points de matière au cours du processus, ce qui implique un glissement le long de la folia à l'intérieur de la bande, et un changement d'épaisseur de la bande vrillée, l'épaisseur de la bande étant maximale lorsque $\phi_K = 90^\circ$ et égale à l'épaisseur initiale lorsque $\phi_K = \phi$ (pas de changement de zone finie). L'évolution de la bande kink s'arrête lorsque cette égalité est atteinte;
- migration charnière (Paterson et Weiss, 1966; Weiss, 1969). Il s'agit d'une première étape avec la génération d'un petit noyau ou d'une bande de torsion très fine oblique par rapport à la foliation. Ce noyau évolue au fur et à mesure de la migration de ses limites, ce qui entraîne une augmentation de l'épaisseur de la bande sans changement d'orientation de la folia à l'intérieur. L'égalité $\phi_K = \phi$ est maintenue pendant le vrillage, de sorte que l'orientation des plans de coude ne change pas, bien que leur position change. L'évolution des bandes vrillées par ce mécanisme peut donner lieu à des plis en

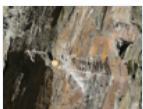
chevrons qui apparaîtront d'abord aux intersections des bandes. Par la suite, l'élargissement des bandes par migration des charnières peut entraîner le remplacement des bandes vrillées par des plis en chevron;

- rotation des plans de coude combinée à l'élargissement de bande (Rondeel, 1969a, 1969b ; Weiss, 1980 ; Stewart et Alvarez, 1991). Contrairement aux mécanismes précédents, cela implique un changement d'orientation de la bande au fur et à mesure que la déformation progresse. Selon Weiss (1980) , ce mécanisme est dominant lorsque l'angle de rotation du folia ($\psi = 180^\circ - \phi_K - \phi$) est inférieur à 60° , tandis que lorsque cet angle dépasse 60° , le mécanisme de migration de la charnière devient dominant ;
- cisaillement simple (Johnson, 1956 ; Ramsay, 1962 ; Dewey, 1965). Cela implique une rotation et une contrainte longitudinale du folia à l'intérieur de la bande. Dans ce cas, la structure peut être considérée comme un défaut ductile. Ce mécanisme implique que les plans de pliage forment un angle $<45^\circ$ avec la direction de la contrainte de compression maximale (σ_1). Néanmoins, dans la plupart des cas, cet angle est $>45^\circ$; par conséquent, ce mécanisme n'est généralement pas accepté.

Chacun de ces mécanismes doit aboutir à un historique de déformation caractéristique, et un certain nombre de critères ont été décrits pour les discriminer. L'inégalité entre les angles ϕ et ϕ_K , qui se trouve dans la plupart des cas, et le changement de volume correspondant, ont été utilisés comme critère pour écarter le mécanisme de migration de charnière (par exemple. Dewey, 1969 ; Bhattacharya, 1977 ; Sharma et Bhola, 2005) et pour déduire la rotation de la foliation (Anderson, 1964 ; Ramsay, 1967). Stewart et Alvarez (1991) ont critiqué ce point de vue, car en général ils constatent que $\phi \neq \phi_K$ dans leurs expériences avec des cartes, dans lesquelles l'existence d'un élargissement des bandes vrillées au cours de leur développement est montrée. Cependant, cette interprétation doit être prise avec prudence, car dans au moins une de leurs expériences (Fig.9 de ces auteurs), il y a une forte rotation du folia à l'intérieur des bandes tandis que la charnière migre. La coexistence de bandes vrillées et de plis en chevrons formés à partir de l'intersection de bandes vrillées conjuguées a été interprétée par ces auteurs comme une preuve du mécanisme de migration charnière. De même, la coexistence de petits noyaux de bandes vrillées et de bandes plus développées suggère un mécanisme d'élargissement de bande. Le modèle avec une combinaison de migration de charnière et de rotation du plan de coude implique l'existence dans un affleurement de plans de coude avec des orientations différentes qui dépendent du degré d'évolution.

Le but de cette étude est de contribuer à la connaissance des mécanismes qui conduisent au développement des bandes de torsion de compression en analysant les excellents exemples qui se produisent dans trois zones situées dans la zone ouestasturienne-léonais (ceinture ibérique varisque) (Fig.2). De plus, une analyse géométrique est réalisée afin d'expliquer les propriétés de la déformation impliquée dans la formation de ces structures.

Fig. 1



Bande sinistrale coudée avec indication de certains paramètres utilisés dans l'analyse des structures de ce type; KP , avions kink (près de Grandas de Salime, Asturies, Espagne).

Fig. 2



Carte géologique de la ceinture vériscaïne dans le nord-ouest de l'Espagne avec la localisation des trois zones étudiées dans la ceinture d'ardoise Navia-Alto Sil.

2 bandes Kink dans la ceinture d'ardoise Navia-Alto Sil (zone ouestasturienne-léonais)

2.1 Cadre géologique

La zone ouest-esturienne-léonais est l'une des principales zones de la ceinture ibérique varisque du nord-ouest de la péninsule ibérique (figure 2). Il se compose principalement d'une épaisse succession du Paléozoïque inférieur, principalement siliciclastique à l'exception d'une formation de carbonate du Cambrien moyen inférieur, et représente l'arrière-pays de l'orogène dans la zone de transition vers le pli de l'avant-pays et la ceinture de poussée (zone cantabrique) située à l'est , au cœur de l'arc décrit par la tendance générale des structures (arc ibéro-armoricain). La teneur métamorphique orogénique augmente vers l'ouest jusqu'au faciès des amphibolites et les affleurements granitoïdes occupent une large zone dans la partie ouest de la zone. La structure de cette zone résulte de trois phases de déformation (Marcos, 1973). La première phase

de déformation (D_1) a donné lieu à des plis à la limite de l'avant-pays (F_1) avec clivage axial planaire associé (S_1) et charnières subhorizontales. La deuxième phase (D_2) a donné lieu à des poussées et des zones de cisaillement avec des structures mineures abondantes (F_2 et S_2), et la troisième phase (D_3) a donné naissance à des plis ouverts verticaux (F_3) avec clivage de crénelage associé (S_3), étant F_3 plis presque homoaxial avec F_1 plis. Les structures post D_3 sont représentées par des bandes de pli sous-horizontales et des failles normales.

Les bandes vrillées sont bien développées dans une ceinture d'ardoise formée par les ardoises de Luarca (Ordovicien moyen) dans la partie orientale de la zone ouestasturienne-léonaise (Navia-Alto Sil Unit; [Marcos, 1973](#)), dans la zone métamorphique chloritique. Ces bandes kink ont été étudiées dans cette ceinture d'ardoise par plusieurs auteurs ([Matte, 1968, 1969](#); [Marcos, 1973](#); [Pulgar, 1980](#); [Julivert et Soldevila, 1998](#)). Selon eux, ils ont des plans de pliage subhorizontaux, ils déforment le clivage ardoisé (S_1) qui présentait des angles d'inclinaison élevés, et ce sont les dernières structures à se former; les bandes kink conjuguées sont rares. Les mécanismes qui ont formé ces structures ne sont pas bien connus. Au sein de cette ceinture d'ardoises, nous considérons trois domaines pour cette étude ([Fig.2](#)): la zone proche de Boal (zone de Boal), la zone entre Berducedo et Grandas de Salime (zone de Grandas), et le secteur de la côte cantabrique près de Luarca (zone de Luarca). La direction d'inclinaison du clivage des lamelles est vers l'ouest ou le nord-ouest en général et l'angle est compris entre 30° et 90° , avec un intervalle modal compris entre 60° et 70° . La dispersion des valeurs est plus élevée dans la région de Boal. La zone de Luarca contient un nombre de bandes de coude inférieur à celui des deux autres, de sorte que le volume de données qu'elle fournit ne convient pas pour une analyse comparative avec les autres zones. Cependant, les trois zones sont proches et leurs caractéristiques stratigraphiques, structurelles et métamorphiques sont similaires, étant dans la zone de Luarca où l'évolution des bandes de torsion par rapport aux autres structures a été mieux expliquée ([Fig.3](#)). Ainsi, la zone de Luarca, très bien exposée, fournit des informations précieuses pour l'interprétation des mécanismes de formation des bandes de torsion, dans cette ceinture d'ardoise de la zone ouest-esturienne-léonaise.

Une analyse approfondie des bandes kink nécessite de considérer les conditions physiques qui ont permis leur développement. L'analyse des veines de quartz présentes dans la région de Luarca peut fournir un aperçu de la compréhension de ces conditions. Ces veines se sont formées aux premiers stades du développement de la troisième phase de déformation régionale et ont ensuite été repliées au cours de cette phase ([Pérez-Alonso et coll., 2016](#)). Dans le même temps, un clivage de crénelage axial planaire associé s'est développé sur le S_1 . Par conséquent, ces veines se sont formées lors de l'événement de déformation avant

le développement des bandes vrillées. Afin de connaître les conditions de formation de ces veines, [Pérez-Alonso et al. \(2016\)](#) ont combiné les géothermomètres à chlorite de [Cathelineau \(1988\)](#) et [Kranidiotis et MacLean \(1987\)](#), la thermobarométrie du titane dans le quartz et l'étude des inclusions fluides dans le quartz. Ces auteurs ont distingué deux types d'inclusions: les inclusions de fluide aqueux carbonique primaire (type I) et les inclusions de fluide aqueux secondaire (type II). Ces derniers forment des plans d'inclusion fluides dans des microfissures transgranulaires qui coupent les grains de quartz; ces microfissures étaient le résultat d'un événement de fracturation suite à la déformation plastique du quartz due à la troisième phase de déformation. [Pérez-Alonso et coll. \(2016\)](#) concluent que la température des veines formant le fluide était comprise entre 350 et 375°C et la pression du fluide oscillait entre 220 MPa (pression lithostatique) et 75 MPa (pression infralithostatique). Les inclusions de type II ont été piégées à des températures comprises entre 140 et 251°C , et à une pression hydrostatique <2 MPa. Tout comme les bandes vrillantes, les microfissures qui affectent les veines ont été générées après la troisième phase de déformation et, bien que les bandes vrillées et les microfissures ne puissent pas être directement corrélées, ces dernières indiquent une diminution de la température après la troisième phase de déformation. Cette conclusion peut également s'appliquer aux régions de Boal et Grandas.

Fig. 3

Aperçu évolutif de la structure dans la région de Luarca. (a) Attitude du clivage S_1 après la première phase de déformation; (b) développement de plis majeurs au cours de la troisième phase de déformation avec des membres sous-horizontaux et des membres plus raides; (c) resserrement des plis de la troisième phase avec développement de plis mineurs et clivage S_3 dans les membres sous-horizontaux; (d) développement de bandes vrillées sur des membres fortement inclinés. Après [Bastida et coll. \(2010\)](#).



2.2 Description des structures

Les bandes de coude étudiées sont sinistres vues vers le nord, les angles ϕ et ϕ_K présentant une grande dispersion (Fig. 4a). Sauf dans quelques cas (2,16%), les deux angles ne sont pas égaux, avec une légère majorité de cas où $\phi_K > \phi$ (50,35%), les cas où $\phi_K < \phi$ (47,48%) étant en tout nombreux trois domaines. Un certain nombre de points représentatifs des bandes vrillées de la zone de Boal coexistent avec ceux des zones de Grandas et de Luarca dans un secteur du diagramme de la figure 4a . Cependant, les points correspondant à la zone de Boal montrent une dispersion vers des valeurs inférieures de ϕ et ϕ_K ; cette tendance n'est pas observée dans la région de Grandas. En général, la valeur de ϕ augmente à mesure que S_1 le pendage augmente, avec l'apparition de valeurs inférieures de ϕ et de pendage S_1 plus fréquentes dans la région de Boal que dans la région de Grandas (Fig. 4b).

L'angle interlimb ($\phi + \phi_K$) des bandes de coude présente différents modèles de distribution de fréquence dans les deux zones considérées pour la comparaison (Fig. 5). Dans la région de Grandas, la plupart des angles d'intercalaire varient entre 120° et 160° , avec une valeur moyenne de $142,4$, alors que la région de Boal présente une plus grande dispersion des valeurs sans intervalle modal bien défini. De plus, cette dernière zone présente un nombre beaucoup plus important de cas avec des angles allant de 60° à 120° , ces valeurs inférieures correspondant à des plis en chevron ou quasi-chevron. Lorsque l'angle interlimb est lié à d'autres paramètres géométriques des bandes de coude, on observe que:

- dans la zone de Grandas, l'angle entre les branches présente peu de variation entre 120° et 160° et est indépendant de la valeur ϕ , alors que dans la zone de Boal plus l'angle entre les branches est grand, plus la valeur de ϕ est grande (Fig. 6);
- la corrélation d'un plus grand angle interlimb pour un ϕ_K plus grand se produit à la fois dans les zones Grandas et Boal (Fig. 7), bien que la corrélation soit plus perceptible dans ce dernier, avec une plus grande variation d'angle interlimb de 80° à 160° . La valeur de ϕ_K exerce une influence plus forte sur l'angle entrelacement que la valeur de ϕ dans la zone de Grandas.

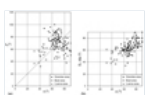
Dans la plupart des cas, la dilatation dans la bande de coude [$100 \times (\text{zone finale-zone initiale}) / \text{zone initiale}$] se situe entre une augmentation de 20% et une diminution de 20% des bandes de coude de la zone Grandas et 76,5% de celles-ci de la région de Boal sont dans cette plage).

Les bandes présentent très couramment des fractures le long d'une ou des deux limites. Dans de nombreux cas, les fractures sont pointues et bien développées, tandis que dans d'autres, elles ont un caractère plus subtil et discontinu. Les fractures peuvent être planes ou irrégulières, et parfois elles apparaissent à l'intérieur de la bande, générant de fines bandes juxtaposées à la bande principale. Il est également possible d'observer des fractures en dehors des bandes vrillées mais parallèles à celles-ci. Parfois, de petits pas entre les folia à l'intérieur de la bande sont observés; ils croisent les fractures qui limitent la bande et par conséquent, ils se sont développés après eux.

Il est courant que le feuilletage S_1 présente une apparence différente à l'intérieur de la bande qu'à l'extérieur. S_1 est généralement plus marqué et parfois plus ouvert à l'intérieur de la bande, mais ce n'est pas toujours le cas; exceptionnellement, le contraire peut se produire. En général, lorsque la foliation apparaît ouverte dans la bande, $\phi_K > \phi$. Une foliation secondaire espacée à l'intérieur des bandes et oblique par rapport aux plans coulés a été observée dans certaines localités près de Berducedo; cette foliation a également été observée par d'autres auteurs (Matte, 1969 ; Marcos, 1973).

Les plis présentent parfois une géométrie similaire à celle des plis en chevron (Fig. 8). Ces plis se produisent par le développement de bandes de torsion adjacentes de telle sorte qu'un membre n'est qu'un peu plus long que l'autre.

Fig. 4



ϕ_K contre ϕ (a) et S_1 s'incline contre ϕ (b) pour les régions de Grandas, Boal et Luarca.

Fig. 5



Histogrammes de fréquence de l'angle interlimb ($\phi + \phi_K$) pour la zone Grandas (a) et la zone Boal (b).

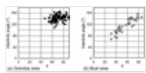


Fig. 6

Angle d'entrelacement ($\phi + \phi_k$) par rapport à ϕ pour la zone Grandas (a) et la zone Boal (b).

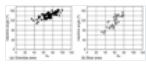


Fig. 7

Angle d'entrelacement ($\phi + \phi_k$) par rapport à ϕ_k pour la zone Grandas (a) et la zone Boal (b).

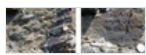


Fig. 8

Petits plis en chevron formés par juxtaposition de bandes vrillées (zone Boal).

2.3 Interprétation et discussion

Les bandes de torsion dans la ceinture d'ardoise ont été interprétées comme des structures varisques tardives causées par des contraintes de compression entraînées par les forces corporelles gravitationnelles. Cette interprétation est basée sur la disposition subhorizontale de la plupart des bandes kink, développées sur des roches péliques avec un pendage abrupt S_1 (Matte, 1969 ; Pulgar, 1980 ; Julivert et Soldevila, 1998 ; Bastida *et al.*, 2010). L'existence d'une certaine obliquité entre la direction de la contrainte de compression maximale et S_1 a été avancée comme la raison de l'apparition d'un seul ensemble de bandes de pliure, les bandes de pli conjuguées étant très rares.

La compréhension du fonctionnement de la déformation progressive lors du développement des bandes vrillées est nécessaire pour déchiffrer les mécanismes impliqués dans leur formation. Ceci est possible dans certaines bandes kink générées expérimentalement, mais c'est une tâche difficile dans les bandes kink naturelles. En fait, des ondes sinusoïdales correspondant aux premiers stades du repliement, comme le prédisent certaines études théoriques (Cobbold *et al.*, 1971 ; Honea et Johnson, 1976 ; Price et Cosgrove, 1990), ou de petits noyaux de bandes vrillées, comme observé dans quelques expériences (Paterson et Weiss, 1966 ; Weiss, 1969), n'ont pas été trouvés dans les zones étudiées. Cependant, certaines indications peuvent aider à expliquer le développement cinématique de ces structures.

Bien qu'il soit généralement admis que le mécanisme de migration charnière implique que $\phi_k = \phi$, et que la rotation de foliation s'arrête lorsque cette égalité est rencontrée (Anderson, 1969), une grande dispersion des valeurs de ces angles se produit dans les bandes de coude analysées, avec $\phi_k < \phi$ étant très courant (Fig. 4a). Des relations angulaires comparables ont été obtenues par Anderson (1969) et Fyson (1969) dans les bandes naturelles kink de la Nouvelle-Écosse et de l'Irlande du Nord respectivement, et par Donath (1969) dans les bandes kink expérimentales. L'inégalité entre ϕ et ϕ_k fournit un premier argument en faveur de la rotation et du glissement le long de la foliation dans le développement des bandes vrillées. Les données thermobarométriques des veines de quartz suggèrent que les bandes vrillées se sont formées dans des conditions de basse pression de confinement. Les essais expérimentaux réalisés dans les roches par Anderson (1974) montrent que dans ces conditions (pression de confinement <250 MPa) le développement de fractures de cisaillement prédomine. Cependant, ces expériences ont été menées à température ambiante, alors que dans les bandes vrillées étudiées, la température était probablement > 100 ° C, ce qui augmentait la ductilité de la roche, facilitant la coexistence de bandes vrillées et de fractures. Cette interprétation concorde avec l'apparition courante de fractures le long des plans de pli, même dans les bandes de pli doux; ce fait n'empêche pas un épaississement de la bande à l'état fracturé actuel, mais exclut toute évolution ultérieure par migration charnière. De plus, le mécanisme de migration charnière implique une augmentation de la zone déformée mais pas une augmentation de l'intensité de la déformation à l'intérieur de la bande, ce qui freine le développement de fractures. En revanche, le mécanisme de rotation de la folia implique une augmentation de la déformation à l'intérieur de la bande, ce qui peut conduire au développement de fractures. Cette interprétation est en accord avec la conclusion d'Anderson (1974) selon laquelle les bandes de torsion expérimentales dans les ardoises se forment par glissement et rotation du folia dans des conditions de basse pression.

Les graphiques qui mettent en relation le pendage S_1 , ϕ , ϕ_k et l'angle entre les pointes ($\phi + \phi_k$) dans les zones de Grandas et Boal fournissent des informations sur la cinématique. La diminution générale de l'angle ϕ lorsque le pendage S_1 diminue (Fig. 4b) peut être interprétée de deux manières:

- cela peut être dû à une variation de l'angle d'obliquité entre la foliation et la direction de compression maximale. Selon les résultats théoriques obtenus par [Cobbold et al. \(1971\)](#) et [Price et Cosgrove \(1990\)](#), une augmentation de l'obliquité entre l'anisotropie et la direction de la compression maximale provoque une augmentation de l'angle ϕ , de sorte que lorsque l'angle d'obliquité est de 45 °, l'angle ϕ atteint 90 ° et la bande de torsion est placée à la frontière entre les types de compression et d'extension;
- cela peut être dû à une rotation de la foliation en dehors des bandes vrillées pour diminuer ϕ . Cette rotation aurait été plus importante dans la région de Boal que dans la région de Grandas.

La figure 6 montre que dans la région de Grandas, il est difficile de faire la distinction entre les deux options précédentes (figure 6a). Cependant, dans la zone de Boal (Fig. 6b), la deuxième option semble la plus appropriée, car la diminution de ϕ est associée à une diminution de l'angle entre les membres, c'est-à-dire à un resserrement du pli et par conséquent à une rotation du membre. Dans tous les cas, l'apparition d'obliquité entre l'anisotropie et la direction de la compression maximale pourrait expliquer le développement d'angles ϕ élevés dans certaines bandes vrillées des zones étudiées.

L'observation des figures 6 et 7 permet d'interpréter que, dans la zone Grandas, le resserrement des bandes vrillantes est lié à la diminution de l'angle ϕ_{κ} plus qu'à la diminution de ϕ , tandis que dans la zone Boal, ce resserrement est associé avec la diminution des deux angles (ϕ et ϕ_{κ}). Les angles intermédiaires inférieurs qui en résultent dans la région de Boal par rapport à la région de Grandas (figure 5) sont liés au raccourcissement en vrac plus important associé aux bandes pliées à Boal. Par conséquent, dans ce cas, les deux membres subissent une rotation et une déformation appréciables.

De petits plis en chevrons dans la région de Boal, et dans une moindre mesure dans la région de Grandas, se produisent dans des affleurements avec un raccourcissement en vrac plus intense, ce qui a conduit à l'apparition de très nombreuses bandes de pliures serrées. Cette proximité conduit à une perte d'asymétrie des bandes vrillées qui deviennent des plis en chevron. Cela indique que ces chevrons ne sont pas générés par l'intersection de bandes de coude conjuguées, qui n'existent pas dans cette zone. Le développement des plis en chevrons implique la formation de nombreuses bandes de torsion parallèles très proches l'une de l'autre et la rotation des deux membres, avec la diminution conséquente de l'angle entre eux. Ainsi, la géométrie en chevron de ces plis se caractérise par un angle entre les plis plus faible et une asymétrie plus faible que dans le cas des bandes vrillées, avec une transition complète existant entre ces deux types de plis. Donc,

De ce qui précède, il est clair que, à l'exception des premiers stades de développement des bandes kink, pour lesquelles il n'y a aucune preuve des mécanismes de fonctionnement, le mécanisme dominant de développement des bandes kink était le glissement entre le folia et leur rotation. Ceci est particulièrement clair dans la région de Boal, où les deux membres tournaient le plus fréquemment pour finalement aboutir à de petits plis en chevron. Ce mécanisme s'accorde également avec l'occurrence courante de différentes valeurs de ϕ_{κ} dans des bandes de coude d'un même affleurement, dans lesquelles les valeurs de ϕ sont presque constantes, et aussi avec le fait que ϕ et ϕ_{κ} sont généralement différents.

La conclusion selon laquelle le mécanisme impliqué dans la formation des bandes de torsion dans les zones étudiées est la rotation et le glissement de la foliation contraste avec les résultats obtenus dans certaines expériences, qui suggèrent un mécanisme de migration charnière ([Paterson et Weiss, 1966](#) ; [Weiss, 1969](#) ; [Stewart et Alvarez, 1991](#)). Cet écart est dû aux limites des expériences de simulation de bandes de coude naturelles, car elles sont effectuées dans des conditions différentes de celles qui se produisent dans les naturelles. Les expériences utilisant des roches sont réalisées dans des presses triaxiales dans lesquelles les échantillons sont entourés d'une enveloppe métallique ou en caoutchouc, tandis que les expériences avec des cartes sont réalisées en utilisant des presses à deux pistons exerçant des contraintes de compression dans des directions perpendiculaires, avec le plan qui contient ces deux directions non confinées ([Weiss, 1969](#)). Outre la différence de taille des échantillons dans les deux types d'expériences (plus grande dans le cas des cartes), et dans la manière d'appliquer les contraintes de compression, le développement progressif des bandes de torsion peut être observé dans les expériences sur cartes, alors que seule la dernière étape peut être observée dans les expériences sur les roches. Cela peut nous amener à penser que les expériences avec les cartes sont plus avantageuses; cependant, le comportement rhéologique des cartes est très différent de celui des roches. Les cartes ne se cassent pas pendant les expériences, alors que les roches peuvent se casser; en fait, dans l'exemple naturel étudié, les plans coudés sont très souvent des fractures. Un autre inconvénient important de toutes les expériences est que les effets de la température, de la pression du fluide interstitiel et de la vitesse de déformation n'ont pas été pris en compte.

Le clivage de crénelage oblique naissant qui apparaît dans les membres alternés implique une solution de pression. Il s'agit probablement d'une structure tardive dans l'évolution des bandes de torsion qui s'est développée dans les membres avec une orientation plus favorable par rapport à la contrainte de compression. Ce clivage apparaît principalement lorsque le raccourcissement est important et que des bandes de torsion très proches se développent.

Selon le modèle de rotation, l'inégalité $\phi_K < \phi$ implique une diminution de la surface dans la bande de coude, qui dans de nombreux cas dépasse 20%. La diminution de surface aurait été plus faible si la foliation, en plus de subir une rotation, avait subi un étirement longitudinal à l'intérieur de la bande lorsque $\phi_K < \phi$. Ainsi, dans le cas limite où la déformation se trouvait être par simple cisaillement, il n'y aurait pas de changement de surface. Malheureusement, aucune preuve structurelle de cet étirement n'a été trouvée.

Le mécanisme dominant dans le développement des bandes pliantes étudiées, le glissement entre folia et leur rotation, peut être décrit par le type de déformation appelé «cisaillement de rotation» (Bastida *et al.*, 2018 ;Bobillo-Ares *et coll.*, 2018). On peut supposer que ces structures sont générées dans une bande de roche dont les frontières ont une direction invariante définie par le vecteur \hat{n} (Fig. 9); les segments de cette direction ne subissent aucun changement de longueur. A l'intérieur de la bande, les folia tournent d'un angle ψ sans subir de changement de longueur. Ensuite, dans la base vectorielle (\hat{e}_1, \hat{e}_2), la matrice correspondante du gradient de déformation est (Bobillo-Ares *et al.*, 2018):

$$F = \begin{pmatrix} \cos\psi & -\cot\phi(1 - \cos\psi) \\ \sin\psi & 1 + \cot\phi\sin\psi \end{pmatrix}. \quad (1)$$

Le changement de surface est donné par le déterminant de la matrice précédente:

$$J = |F| = \cos\psi + \cot\phi\sin\psi. \quad (2)$$

Cette fonction est équivalente à l'équation (7-53) de Ramsay (1967) et est représentée graphiquement sur la figure 10 pour plusieurs valeurs de ϕ . Étant donné que les changements de longueur ne se produisent pas à la limite d'une bande coudée, les courbes de la figure 10 montrent également le changement d'épaisseur de la bande coudée au cours de son développement. A une exception près lorsque $\phi = 90^\circ$, on peut observer que la surface initiale et l'épaisseur augmentent, suivies d'une diminution; le point où $J = 1$ qui sépare les deux parties de chaque courbe correspond à la scène avec $\phi = \phi_K$.

Les principales valeurs de la déformation sont:

$$\sqrt{\lambda_1} = \frac{\sin[(\phi + \psi)/2]}{\sin(\phi/2)}, \quad \sqrt{\lambda_2} = \frac{\cos[(\phi + \psi)/2]}{\cos(\phi/2)}, \quad (3)$$

et la direction du grand axe de l'ellipse de la souche est celle de la bissectrice de l' angle de ϕ_K . Le rapport correspondant entre les longueurs des axes de l'ellipse de déformation est:

$$R = \sqrt{\lambda_1/\lambda_2} = \cot(\phi/2)\tan[(\phi + \psi)/2]. \quad (4)$$

Cette fonction est représentée graphiquement sur la figure 11a pour plusieurs valeurs de ϕ . On peut observer que pour des valeurs ψ inférieure à 50° , la valeur de ϕ influence à peine la valeur de R . En supposant un mécanisme de glissement entre les folia et leur rotation, les résultats de la détermination de R dans les bandes vrillées des zones Grandas et Boal sont représentés sur la figure 11b. Les valeurs de $\psi > 60^\circ$ et $R > 3$ sont très rares dans la région de Grandas mais courantes dans la région de Boal. Nous pouvons confirmer que ces valeurs élevées de ψ et R se produisent dans des localités de la région de Boal où les bandes de torsion sont très rapprochées et forment des plis en chevron, indiquant que la foliation a tourné dans les deux membres de la structure. Le modèle n'impliquant aucune rotation en dehors de la bande coudée, il n'est pas possible d'établir à partir de cette figure, une discrimination des cas avec rotation de foliation hors bande de ceux qui n'ont pas subi de rotation.

Un étirement longitudinal de la foliation peut se produire à l'intérieur de la bande, ce qui évite le problème causé par une diminution excessive de la zone à l'intérieur de la bande pliée. Dans ce cas, le gradient de déformation donné par l'équation (1) se transforme en:

$$F = \begin{pmatrix} \Lambda\cos\psi & -\cot\phi(1 - \Lambda\cos\psi) \\ \Lambda\sin\psi & 1 + \Lambda\cot\phi\sin\psi \end{pmatrix}, \quad (5)$$

où Λ est l'étirement ($\Lambda = \sqrt{\lambda}$) dans la direction du feuilletage. Le changement de surface associé est le déterminant de cette matrice:

$$J = |F| = \Lambda(\cos\psi + \cot\phi\sin\psi). \quad (6)$$

Cette fonction a été représentée sur la figure 12 pour $\phi = 60^\circ$ et plusieurs valeurs de l'étirement Λ . Chaque courbe contient une partie qui représente une augmentation de surface et qui a été dessinée avec une ligne en pointillés. Cette augmentation implique un allongement dans toutes les directions qui semble peu

probable dans les bandes vrillées. Pour des valeurs de ψ supérieures à une certaine valeur, une diminution de la surface se produit, qui est inférieure pour des valeurs d'étirement plus élevées. Ainsi, par exemple, une valeur de $\psi = 80^\circ$, une rotation de folia ($\lambda = 1$) générerait une diminution de surface de 26%, tandis qu'un tronçon de folia de 1,2 générerait une diminution de 11%.

Fig. 9

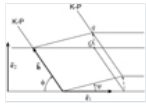
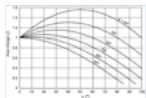


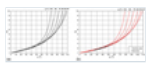
Schéma montrant la géométrie du cisaillement de rotation dans le développement d'une bande de torsion. La direction définie par \hat{h} (ou ϕ) est invariante et sans déformation longitudinale. Les segments dans la direction \hat{e}_1 subissent une rotation ψ à l'intérieur de la bande coude mais ne subissent pas de changement de longueur. Les lignes marquées KP sont les plans de coude (ou limites de la bande de coude). Le point Q de la configuration non déformée est transformé en point q de la configuration déformée.

Fig. 10



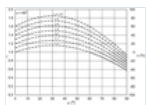
Changement de surface en fonction de l'angle ψ pour plusieurs valeurs d'angle ϕ dans une bande de torsion formée par cisaillement en rotation (Clifford, 1969).

Fig. 11



(a) Rapport R entre les axes de l'ellipse de déformation en fonction de l'angle ψ pour plusieurs valeurs d'angle ϕ dans une bande de torsion formée par cisaillement de rotation; (b) les valeurs de R obtenues à partir des mesures de ϕ et ψ effectuées dans les bandes vrillées des régions de Grandas et Boal.

Fig. 12



Changement de zone (J et Δ) en bandes vrillées, avec $\phi = 60^\circ$, généré par rotation de foliation (angle ψ) plus étirement de foliation (nombres sur les courbes). Les lignes pointillées indiquent l'augmentation de la surface et les lignes continues indiquent la diminution de la surface.

3 Conclusions

Des bandes kink varisques tardives ont été étudiées dans trois zones de la zone Westasturian-Leonese (zones de Grandas, Boal et Luarca). Ils se sont développés dans les ardoises en raison de contraintes de compression verticales d'origine gravitationnelle dans les zones où le clivage des lamelles était en position abrupte. Des bandes de torsion formées avec des plans de torsion subhorizontaux ou légèrement pendants, et l'obliquité entre la direction de la contrainte de compression maximale et les plans de clivage ont empêché le développement de bandes de liaison conjuguées et favorisé l'apparition d'angles ϕ élevés.

En général, $\phi_k \neq \phi$ et la présence de fractures le long des plans coudeés sont très courants. Ensuite, en excluant les premières étapes du développement des bandes de torsion des zones Grandas, Luarca et Boal, dans lesquelles le mécanisme de formation n'a pas pu être établi, nous suggérons que le glissement entre les folia et leur rotation est le mécanisme dominant dans le développement de ces plis. Les divergences avec certains résultats expérimentaux sont dues à des différences dans les conditions de développement des bandes de torsion naturelles et celles des expériences. Par exemple, les cartes ne se cassent pas pendant les expériences, contrairement aux roches.

Dans la zone de Grandas, la diminution de l'angle interlimb associé à l'évolution des bandes de coude est principalement produite par la rotation du folia à l'intérieur de la bande (diminution de ϕ_k), tandis que dans la zone de Boal, elle se produit par rotation du folia à l'intérieur et à l'extérieur de la bande (diminution de ϕ_k et ϕ). Dans les zones très raccourcies, de nombreuses bandes de torsion parallèles se développent les unes à côté des autres, donnant lieu à des plis en chevron, qui ont des angles d'intercalaire inférieurs à ceux des bandes de torsion isolées.

Une analyse géométrique des bandes de déformation développées par glissement entre folia et leur rotation montre que le rapport entre les longueurs des axes de l'ellipse de déformation augmente avec

l'augmentation de l'angle de déflexion ψ du folia plié, et est presque indépendant de l'orientation du pli limites de bande (données par l'angle ϕ) lorsque l'angle ψ est inférieur à 50 °, une condition qui est accomplie par la plupart des bandes vrillées.

Le développement des bandes pliées par cisaillement de rotation implique un changement de surface et d'épaisseur de la bande. En général, ces grandeurs augmentent jusqu'à un maximum puis diminuent, et sont capables d'atteindre à terme des valeurs inférieures aux valeurs initiales. Nous proposons qu'un faible étirement de la foliation dans la bande de coude pourrait entraîner une diminution de la surface beaucoup plus faible que celle causée par une simple rotation de la foliation. Cette proposition reste une hypothèse pour de futures recherches.

Remerciements

Le présent document a été soutenu par le projet CGL2015-66997-R financé par le Ministerio de Economía y Competitividad d'Espagne. Nous sommes reconnaissants à Josep Poblet et à un critique anonyme pour les nombreuses suggestions précieuses qui ont considérablement amélioré le document. Nous remercions Luis Antonio Barrio Álvarez, John Hardwick et Robin Walker pour leur aide avec la langue du manuscrit.

Les références

Anderson TB. 1964. Bandes coudées et structures géologiques connexes. *Nature* 202: 272-274.

[\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Anderson TB. 1969. La géométrie d'un système orthorhombique naturel de bandes de torsion. Dans: Baer AJ, Norris DK, eds. Bandes pliées et déformation cassante. *Geological Survey Canadian Paper* 68-52: 200-220. [\[Google Scholar\]](#)

Anderson TB. 1974. La relation entre les bandes pliantes et les fractures de cisaillement dans la déformation expérimentale de l'ardoise. *Journal de la Geological Society of London* 130: 367-382.

[\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bastida F, Aller J, Pulgar JA, Toimil NC, Fernández FJ, Bobillo-Ares NC, Menéndez, CO. 2010. Pliage en orogènes: une étude de cas dans le nord de la ceinture variscaine ibérique. *Journal géologique* 45: 597-622. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bastida F, Bobillo-Ares NC, Aller J, Lisle RJ. 2018. Une déformation 2D homogène d'intérêt géologique: cisaillement de rotation. *Journal of Structural Geology* 112: 131-137. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bhattacharya DS. 1977. Géométrie des bandes kink - une analyse théorique. *American Journal of Science* 277: 503-508. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bobillo-Ares NC, Bastida F, Aller J, Lisle RJ. 2018. Quelques schémas cinématiques conduisant à la formation de plis similaires. *Journal of Structural Geology* 112: 69-80. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Cathelineau M. 1988. Occupation des sites cationiques dans les chlorites et les illites en fonction de la température. *Clay Minerals* 23: 471-485. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Clifford PM. 1969. Développement de la bande Kink dans la région du lac St. Joseph, nord-ouest de l'Ontario. La géométrie d'un système orthorhombique naturel de bandes de torsion. Dans: Baer AJ, Norris DK, eds. Bandes pliées et déformation cassante. *Geological Survey Canadian Paper* 68-52: 229-242. [\[Google Scholar\]](#)

Cobbold PR, Cosgrove, JW, Summers, JM. 1971. Développement de structures internes dans des roches anisotropes déformées. *Tectonophysics* 12: 23-53. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Dewey JF. 1965. Nature et origine des bandes kink. *Tectonophysics* 1: 459-494. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Dewey JF. 1969. L'origine et le développement des bandes pliées dans un corps feuilleté. *Journal géologique* 6: 193-216. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Donath FA. 1964. Kink-banding comme mécanisme de failles dans les roches anisotropes. *Transactions de l'Union géophysique américaine* 45: 103-104. [[Google Scholar](#)]

Donath FA. 1968. Le développement de bandes kink dans la roche anisotrope fragile. *Geological Society of America Memoires* 115: 453-493. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Donath FA. 1969. Etude expérimentale du développement de la bande coudée dans la roche fortement anisotrope. Dans: Baer AJ, Norris DK, édés. Bandes pliées et déformation cassante. *Geological Survey Canadian Paper* 68-52: 255-258. [[Google Scholar](#)]

Dunham RE, Crider JG, Burmester RF, Schermer ER, Housen BA. 2011. Géométrie, microstructures et tissus magnétiques de bandes vrillées dans la phyllite de Darrington, nord-ouest de Washington, États-Unis: processus dans le cadre de la torsion à charnière fixe. *Journal of Structural Geology* 33: 1627-1638. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Fyson WK. 1969. Variation de profil dans un jeu de plis. Dans: Baer AJ, Norris DK, édés. Bandes pliées et déformation cassante. *Geological Survey Canadian Paper* 68-52: 243-254. [[Google Scholar](#)]

NC gay, Weiss LE. 1974. La relation entre les directions principales des contraintes et la géométrie des plis dans les roches feuillées. *Tectonophysics* 21: 287-300. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Honea E, Johnson AM. 1976. Une théorie du pliage concentrique, coudé et sinusoïdal et de la flexion monoclonale de multicouches compressibles et élastiques: IV. Développement de plis sinusoïdaux et coudés dans des multicouches confinés par des frontières rigides. *Tectonophysics* 30: 197-239. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Hunt GW, Peletier MA, Wade MA. 2000. Le critère de stabilité de Maxwell dans les modèles pseudo-énergétiques de kink banding. *Journal of Structural Geology* 22: 669-681. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Johnson MR. 1956. Systèmes de temps conjugués dans la zone Moine Thrust dans les régions de la forêt de Lochcarron et de Coulin à Wester Ross. *Geological Magazine* 93: 345-350. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Julivert M, Soldevila J. 1998. Structures à petite échelle formées pendant le raccourcissement progressif et l'effondrement subséquent dans la ceinture d'ardoise Navia-Alto Sil (ceinture de plis hercynienne, nord-ouest de l'Espagne). *Journal of Structural Geology* 20: 447-458. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Kranidiotis P, MacLean WH. 1987. Systématique de l'altération des chlorites au gisement de sulfures massifs Phelps Dodge, Matagami, Québec. *Géologie économique* 82: 1898-1911. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Marcos A. 1973. Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología* 6: 3-113. [[Google Scholar](#)]

Matte P. 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Extrait des travaux du laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Grenoble 44: 1-128. [[Google Scholar](#)]

Matte P. 1969. The Kink-Bands-Exemple de déformation tardive dans l'Hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne. *Tectonophysics* 7: 309-322. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Misra S, Burg JP. 2012. Mécanique des bandes pliées lors de la déformation par torsion de l'agrégat de muscovite. *Tectonophysics* 548-549: 22-33. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Paterson MS, Weiss LE. 1962. Pliage expérimental dans les roches. *Nature* 195: 1046-1048. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Paterson MS, Weiss LE. 1966. Déformation expérimentale et pliage dans la phyllite. *Geological Society of American Bulletin* 77: 343-374. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Pérez-Alonso J, Fuertes-Fuente M, Bastida F. 2016. Veines de quartz dans les ardoises et déformation variscaine: aperçus du secteur de Luarca (nord-ouest de l'Espagne). *Tectonophysics* 671: 24-41.

[\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Prix NJ, Cosgrove JW. 1990. Analyse des structures géologiques. Cambridge: Presse de l'Université de Cambridge. [\[Google Scholar\]](#)

Pulgar JA. 1980. Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España). Thèse de doctorat non publiée, Universidad de Oviedo, 334 p. [\[Google Scholar\]](#)

Ramberg IB, Johnson AM. 1976. Une théorie du pliage concentrique, coudé et sinusoïdal et de la flexion monoclonale de multicouches compressibles et élastiques: V. Pliage asymétrique dans le chert et le schiste intercalés du complexe franciscain, région de la baie de San Francisco, Californie. *Tectonophysics* 32: 295–320. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Ramsay JG. 1962. La géométrie des systèmes de plis conjugués. *Geological Magazine* 99: 516-526. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Ramsay JG. 1967. Pliage et fracturation des roches. New York: Mc-Graw Hill. [\[Google Scholar\]](#)

Reches Z, Johnson AM. 1976. Une théorie du pliage concentrique, coudé et sinusoïdal et de la flexion monoclonale de multicouches compressibles et élastiques: VI. Pliage asymétrique et vrillage monoclonaux. *Tectonophysics* 35: 295–334. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Rondeel HE. 1969a. Sur la nucléation des bandes vrillées. Dans: Baer AJ, Norris DK, eds. Bandes pliées et déformation cassante. *Geological Survey Canadian Paper* 68-52: 363–365. [\[Google Scholar\]](#)

Rondeel HE. 1969b. Sur la formation de bandes pliées. Actes de la Koninklijke *Nederlandse Akademie van Wetenschappen Série B-Paléontologie Géologie Physique Chimie Anthropologie* 72: 317–329. [\[Google Scholar\]](#)

Sharma BK, Bholal AM. 2005. Bandes kink dans la région de Chamba, Himalaya occidental, Inde. *Journal of Asian Earth Science* 25: 513-528. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Stewart KG, Alvarez W. 1991. Charnière mobile vrillée dans des roches stratifiées et des modèles. *Journal of Structural Geology* 13: 243–259. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Wadee MA, Hunt GW, Peletier MA. 2004. Instabilité de la bande de torsion dans les structures en couches. *Journal de la mécanique et de la physique des solides* 52: 1071–1091. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Weiss LE. 1969. Pliage par glissement par flexion des matériaux du modèle feuilleté. Dans: Baer AJ, Norris DK, eds. Bandes pliées et déformation cassante. *Geological Survey Canadian Paper* 68-52: 294–357. [\[Google Scholar\]](#)

Weiss LE. 1980. Nucléation et croissance des bandes vrillées. *Tectonophysics* 65: 1–38. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Citez cet article comme suit: Aller J, Bastida F, Bobillo-Ares NC. 2020. Sur le développement des bandes kink: une étude de cas dans la zone Westasturian-Leonese (ceinture de Variscan, nord-ouest de l'Espagne), *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 191: 6.

Tous les chiffres



Fig. 1

Bande sinistrale coudée avec indication de certains paramètres utilisés dans l'analyse des structures de ce type; KP , avions kink (près de Grandas de Salime, Asturies, Espagne).

[↑ Dans le texte](#)

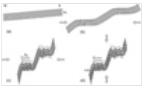
Fig. 2



Carte géologique de la ceinture vériscaine dans le nord-ouest de l'Espagne avec la localisation des trois zones étudiées dans la ceinture d'ardoise Navia-Alto Sil.

[↑ Dans le texte](#)

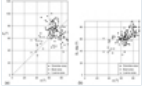
Fig. 3



Aperçu évolutif de la structure dans la région de Luarca. (a) Attitude du clivage S_1 après la première phase de déformation; (b) développement de plis majeurs au cours de la troisième phase de déformation avec des membres sous-horizontaux et des membres plus raides; (c) resserrement des plis de la troisième phase avec développement de plis mineurs et clivage S_3 dans les membres sous-horizontaux; (d) développement de bandes vrillées sur des membres fortement inclinés. Après Bastida *et coll.* (2010).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 4



ϕ_K contre ϕ (a) et S_1 s'incline contre ϕ (b) pour les régions de Grandas, Boal et Luarca.

[↑ Dans le texte](#)

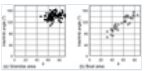
Fig. 5



Histogrammes de fréquence de l'angle interlimb ($\phi + \phi_K$) pour la zone Grandas (a) et la zone Boal (b).

[↑ Dans le texte](#)

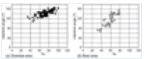
Fig. 6



Angle d'entrelacement ($\phi + \phi_K$) par rapport à ϕ pour la zone Grandas (a) et la zone Boal (b).

[↑ Dans le texte](#)

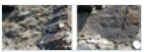
Fig. 7



Angle d'entrelacement ($\phi + \phi_K$) par rapport à ϕ_K pour la zone Grandas (a) et la zone Boal (b).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 8



Petits plis en chevron formés par juxtaposition de bandes vrillées (zone Boal).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 9

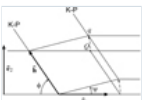


Schéma montrant la géométrie du cisaillement de rotation dans le développement d'une bande de torsion. La direction définie par \hat{h} (ou ϕ) est invariante et sans

déformation longitudinale. Les segments dans la direction \hat{e}_1 subissent une rotation ψ à l'intérieur de la bande coudée mais ne subissent pas de changement de longueur. Les lignes marquées KP sont les plans de coude (ou limites de la bande de coude). Le point Q de la configuration non déformée est transformé en point q de la configuration déformée.

[↑ Dans le texte](#)

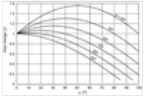


Fig. 10

Changement de surface en fonction de l'angle ψ pour plusieurs valeurs d'angle ϕ dans une bande de torsion formée par cisaillement en rotation (Clifford, 1969).

[↑ Dans le texte](#)

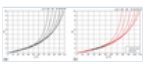


Fig. 11

(a) Rapport R entre les axes de l'ellipse de déformation en fonction de l'angle ψ pour plusieurs valeurs d'angle ϕ dans une bande de torsion formée par cisaillement de rotation; (b) les valeurs de R obtenues à partir des mesures de ϕ et ψ effectuées dans les bandes vrillées des régions de Grandas et Boal.

[↑ Dans le texte](#)

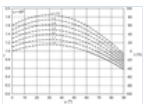


Fig. 12

Changement de zone (J et Δ) en bandes vrillées, avec $\phi = 60^\circ$, généré par rotation de foliation (angle ψ) plus étirement de foliation (nombres sur les courbes). Les lignes pointillées indiquent l'augmentation de la surface et les lignes continues indiquent la diminution de la surface.

[↑ Dans le texte](#)

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre

Rédacteur en chef: Laurent JOLIVET - [Comité de rédaction](#)

ISSN: 0037-9409 - eISSN: 1777-5817

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

