



HAL
open science

Etude structurale et paléomagnétique de la courbure des systèmes plissés et chevauchants des arcs de Nice, de Castellane et du Nord-Est de Taiwan

Lionel Sonnette

► **To cite this version:**

Lionel Sonnette. Etude structurale et paléomagnétique de la courbure des systèmes plissés et chevauchants des arcs de Nice, de Castellane et du Nord-Est de Taiwan. Tectonique. Université Nice Sophia Antipolis, 2012. Français. NNT: . tel-00734306

HAL Id: tel-00734306

<https://theses.hal.science/tel-00734306>

Submitted on 21 Sep 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS

Ecole Doctorales des Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE DE DOCTORAT

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Lionel SONNETTE

**Etude structurale et paléomagnétique de la courbure des
systèmes plissés et chevauchants des arcs de Nice, de
Castellane et du Nord-Est de Taiwan**

Tome 2/2 - Annexes

Thèse dirigée par :

Mr Jacques ANGELIER †

Pr, Université de Paris VI

Mr Jean-François STEPHAN

Pr, Université de Nice

Mr Christophe LARROQUE

Mc, Université de Reims

et soutenue le 2 juillet 2012 devant le jury composé de :

Mr Pierrick ROPERCH

Dr, IRD

Rapporteur

Mlle Françoise BERGERAT

Dr, CNRS

Rapporteur

Mr Emmanuel TRIC

Pr, Université de Nice

Examineur

Mr Jérôme GATTACCECA

Cr, CNRS

Examineur

Mr Charles AUBOURG

Pr, Université de Pau

Invité

Table des matières

Table des matières	1
Annexes chapitre II	3
Annexes chapitre III	29
Annexes chapitre IV	51
Annexe chapitre V.....	73
Références Bibliographiques	75

Annexes chapitre II

Annexe II-a: Le paléomagnétisme

Le lecteur trouvera ici un condensé des fondements du paléomagnétisme et du magnétisme des roches. Pour de plus amples informations le lecteur est invité à consulter l'un des ouvrages de référence suivant : Nagata, 1961 ; Mc Elhinny, 1973 ; Stacey et Banerjee, 1974 ; Thellier, 1976 ; Tarling, 1983; O'Reilly, 1984 ; Westphal, 1987 ; Butler, 1992 ; Dunlop, 1995 ; Backus et al., 1996 ; Merrill et al., 1996 ; Dunlop et Özdemir, 1997 ; Tauxe, 1998.

Le paléomagnétisme est l'étude de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) enregistrée par les grains ferromagnétiques dans les roches. L'ARN est la somme des vecteurs aimantations de chaque grain ferromagnétique porté par roche. La direction de l'ARN est utilisée pour déterminer l'orientation et la latitude d'une roche au moment de sa formation. Les études paléomagnétiques dans les zones orogéniques (Van der Voo et Channell, 1980) permettent ainsi de déterminer le mouvement en latitude des unités orogéniques et de préciser les rotations autour d'un axe vertical des unités structurales impliquées dans le processus orogénique par rapport aux continents stables alentours. Le paléomagnétisme repose sur trois postulats principaux (Irving, 1964 ; McElhinny, 1973):

- 1 le champ magnétique principal de la Terre, moyennée sur une période suffisamment longue, est équivalent au champ généré par un dipôle magnétique virtuel subparallèle à l'axe de rotation de la Terre ;
- 2 au cours de sa formation une roche enregistre une ARN de direction et de sens semblable aux lignes du champ géomagnétique principal ambiant ;
- 3 La direction d'ARN est stable aux échelles de temps géologiques, et lorsque mesurée à l'instant présent, elle peut correspondre à la direction de l'aimantation d'origine.

A partir de ces postulats, il a été possible de reconstituer en latitude et en orientation le mouvement des principales masses continentales au cours des temps géologiques. Une fois la trajectoire des continents déterminée, représentée par un ensemble de pôles géomagnétiques virtuels (Irving, 1977), les études paléomagnétiques dans les zones orogéniques (Van der Voo et Channell, 1980) nous permettent de déterminer le mouvement

de translation N-S (détermination de la paléolatitute) et de rotation des unités structurales impliquées dans le processus orogénique par rapport aux continents stables alentours.

1. Qu'est ce que le champ magnétique terrestre ?

La planète Terre génère un champ magnétique à l'instar d'un aimant (Gilbert, 1600) lequel est appelé champ magnétique terrestre principal ou champ géomagnétique (Figure 1). Gauss (1833, 1839) a montré que le champ géomagnétique est dipolaire au premier ordre et qu'il tire son origine des régions les plus internes. En termes mathématiques, un champ magnétique est l'expression d'un gradient vectoriel. A l'intérieur d'un champ magnétique, \vec{H} , chacun des points au sein d'un milieu aimanté de perméabilité magnétique, μ , est l'expression d'une induction magnétique, \vec{B} (également appelé densité de flux magnétique) :

$$\vec{B} = \mu \cdot \vec{H} \text{ (eq. 1);}$$

$$\mu = \mu_0 \cdot \mu_r \text{ (eq. 2);}$$

μ_0 est la perméabilité du vide, aussi appelé constante magnétique de valeur $4\pi \cdot 10^{-7} \text{SI}$; et μ_r est la perméabilité du matériau affecté par \vec{H} .

A la surface de la Terre, chaque objet, ou roche dans notre cas, est plus ou moins affecté par le champ magnétique terrestre en fonction de sa faculté à s'aimanter. L'induction magnétique s'écrit comme suit :

$$\vec{B} = \mu_0 \cdot (\vec{H} + \vec{M}) \text{ (eq.3);}$$

Avec \vec{M} l'aimantation du matériau affecté par le champ magnétique \vec{H} . \vec{B} s'exprime en tesla (T), \vec{M} et \vec{H} sont mesurés en ampères par mètre ($\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$).

i. Quels sont les propriétés du champ géomagnétique ?

Lorsque l'aimantation d'un matériau est plus faible en intensité par rapport au champ magnétique terrestre, qui varie entre 20 et $60\mu\text{T}$, il s'oriente de lui-même parallèlement au flux magnétique terrestre, le long des lignes de champ magnétique. La direction de l'aimantation est généralement exprimée en coordonnées polaires: déclinaison, inclinaison et son intensité. La déclinaison est la projection horizontale de \vec{M} , mesurée en degrés dans le sens horaire à partir du nord géographique. En Europe, Neckham serait le premier homme à utiliser une boussole en 1187 (Neckham, 1187). L'inclinaison est la projection verticale de \vec{M}

mesurée en degrés par rapport au plan horizontal. Elle a été découverte par Hartmann (1544) en 1544. L'inclinaison est particulièrement intéressante en raison de la forme du champ magnétique terrestre ; l'inclinaison est fonction de la latitude par la relation suivante :

$$\tan(\textit{inclinaison}) = 2 \tan(\textit{latitude}) \text{ (eq. 4).}$$

L'aimantation étant un vecteur, sa magnitude correspond à sa norme qui est appelé intensité d'aimantation.

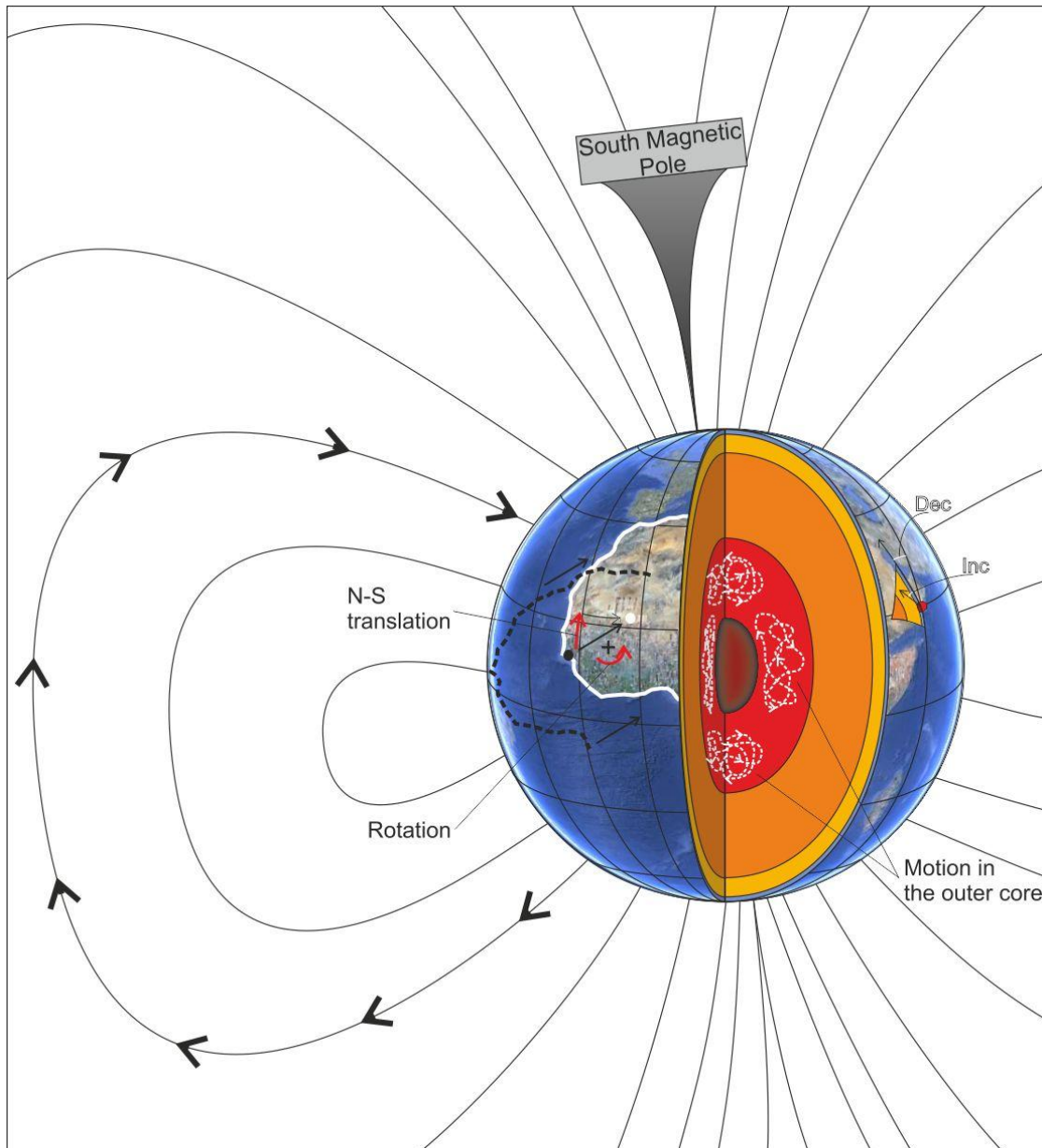


Figure 1: Représentation, propriétés et origine du champ magnétique terrestre.

Le champ magnétique terrestre varie dans l'espace et dans le temps. Depuis que les hommes sont capables de le mesurer (1640, observatoire de Paris), ils ont découvert qu'il varie aussi bien en intensité, en déclinaison, en inclinaison qu'en polarité. On distingue les variations à court terme avec une période inférieure à 10 ans, dites variations transitoires ;

des variations séculaires. Les variations transitoires sont mesurées en continu grâce à des laboratoires magnétiques et un réseau de satellites spécialisés. Cependant ce type de variations ne représente que 0,1 pour cent de la totalité du champ magnétique. Les tempêtes solaires magnétiques, pour comparaison, peuvent affecter jusqu'à 1% du champ magnétique terrestre. Les variations séculaires (Halley, 1692 ; Vestine et al., 1947 ; Institute of Geological Sciences, 1978 ; Madden et Le Mouél, 1982 ; Hatakeyama et Kono, 2002) sont mesurées à partir d'observatoires magnétiques, au cours de campagne terrestre et/ou en mer et de mesures indirectes. La principale source de données est l'analyse de l'aimantation rémanente des roches volcaniques et sédimentaires enregistrées respectivement au cours de leur refroidissement et leur dépôt; couplé avec des datations géochronologiques. L'inversion de la polarité du champ géomagnétique est un phénomène aléatoire qui suit une loi de Poisson (Naidu 1971; Cox 1975, 1981; Phillips, 1977; Laj et al. 1979 ; Fuller et al. 1979 ; Reymont, 1980; Leonhardt et Fabian, 2007).

La déclinaison, l'inclinaison et l'inversion de polarité sont utiles pour les géologues. En effet, à l'exception du fait que nous pouvons utiliser la boussole pour déterminer l'orientation des objets géologiques; l'aimantation enregistrées par une roche lors de sa formation, si elle est préservée jusqu'au moment de la mesure, contient des informations sur l'orientation d'origine, la position en latitude et si l'âge de la roche correspond à une période normale ou inverse. Ainsi, l'étude d'une collection d'échantillons de roches distribuées à travers l'espace et le temps nous permet de déterminer l'ampleur des rotations d'axe vertical (grâce à la déclinaison), le total des translations N-S (grâce à l'inclinaison) et l'âge de l'objet géologique étudié (grâce à la succession de périodes d'inversion et leur calage par la biostratigraphie et/ou les datations radiométriques).

ii. Origine du champ géomagnétique

Un champ magnétique est produit par le mouvement de particules électriques (Ørsted, 1820). Pour la Terre, il s'agit du mouvement de liquide Ni-Fe à l'intérieur du noyau externe (Elsasser, 1939) avec un cycle soupçonné de cent mille années (Thompson, 1982), produirait un champ magnétique complexe avec la capacité d'auto inversion et de variation d'intensité (Figure 1). Toutefois, ce champ magnétique peut être modélisé par un dipôle au premier ordre (Gauss, 1833 et 1839). Beaucoup de scientifiques tentent de modéliser le champ géomagnétique en utilisant les équations magnétohydrodynamiques (Larmor, 1919 ; Cowling, 1934 ; Bullard, 1949a, b, 1955 ; Alfvén, 1950 ; Elsasser, 1956 ; Rikitake, 1958, 1966 ; Korte et Constable, 2008 ; Hagedoorn et al., 2010).

2. Qu'est-ce qu'un aimant ?

Le champ géomagnétique est présent sur l'ensemble de la surface terrestre. Toutes les roches sont proportionnellement affectées par son influence. L'aimantation peut se définir comme suit :

$$\vec{M} = \chi \cdot \vec{H} \text{ (eq. 5)}$$

où χ est la susceptibilité magnétique, il s'agit d'une valeur intrinsèque à la matière, sans dimension. L'aimantation s'exprime à l'échelle atomique, elle est liée au spin des électrons de valence (Aharoni, 1996) et à leur mouvement autour du noyau atomique (Van Vleck, 1932). On peut noter que le moment magnétique est également utilisé pour exprimer l'intensité de l'aimantation d'un corps. Le moment magnétique, m , est exprimé en $A \cdot m^{-2}$ et correspond à une aimantation volumique pour une roche mono-minérale et à la somme de chaque aimantation des minéraux pour une roche poly-minérale.

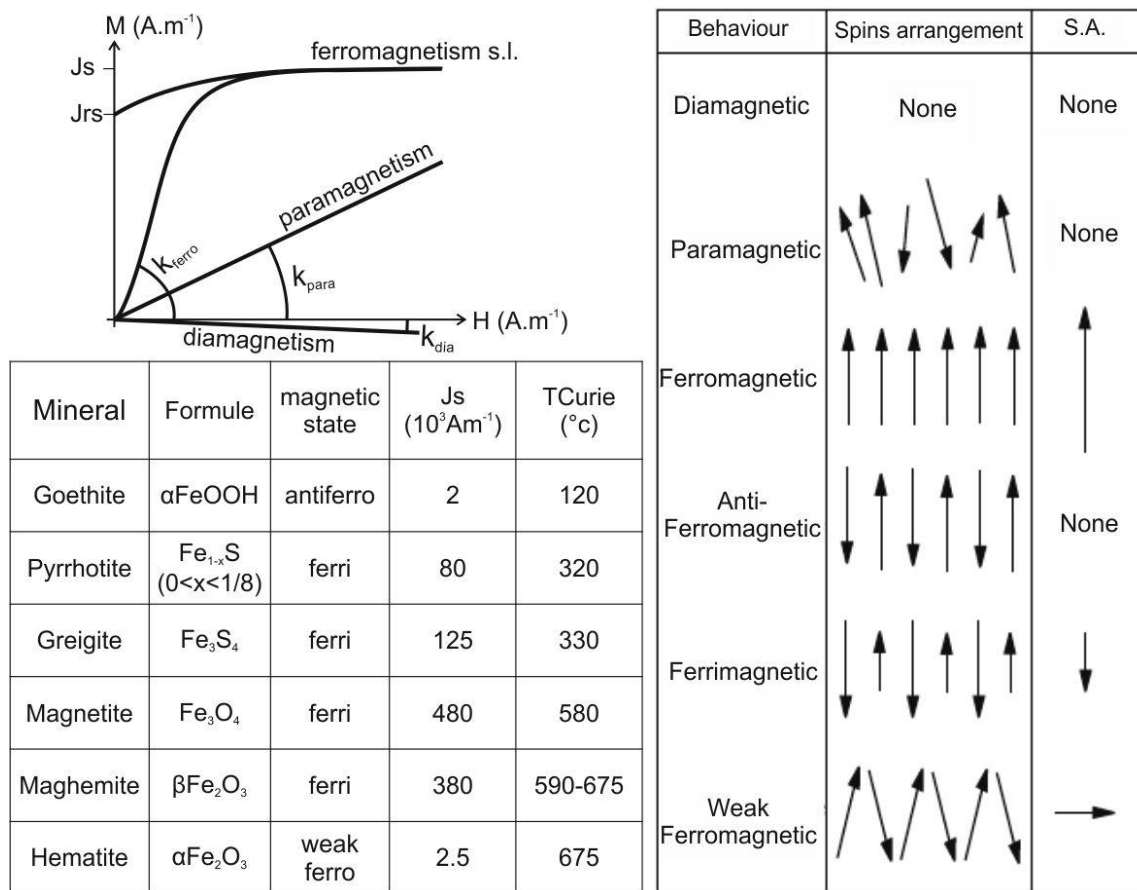


Figure 2 : Principales propriétés magnétiques des minéraux classiques dans les séries sédimentaires. Dans le graphique (d'après Rochette, 1983), sont résumés les comportements typiques des minéraux dia-, para- et ferromagnétiques sous l'application d'un champ magnétique. Leurs susceptibilités sont précisées (K_{dia} , K_{para} et K_{ferro}). J_{rs} correspond à l'intensité de l'aimantation rémanente après l'application du champ magnétique induit. Dans le tableau de droite, les états magnétiques et aimantation spontanée (S.A.) en fonction de l'arrangement des spins lesquels sont représentés par des flèches (Dunlop et Ozdemir, 1997). Dans la table de gauche, on trouve un résumé des principales caractéristiques des minéraux ferromagnétiques présents dans les roches sédimentaires, tiré de Tarling et Hrouda (1993) and McElhinny et McFadden (2000).

Toutes les roches, et plus particulièrement tous les minéraux réagissent différemment à l'exposition du champ magnétique terrestre. Certains minéraux sont complètement inertes alors que pour d'autres leurs propriétés magnétiques sont modifiées. Trois principaux comportements magnétiques peuvent être distingués: le diamagnétisme, le paramagnétisme et le ferromagnétisme (Langevin, 1905 ; Figure 2).

i. Les minéraux diamagnétiques

Les minéraux diamagnétiques présentent une susceptibilité magnétique négative faible et aucun moment magnétique (Figure 2). A l'échelle atomique, leurs couches d'électrons de valence sont remplies. L'aimantation induite est exclusivement portée par le mouvement des électrons de valence qui acquièrent une vitesse de rotation autour de la direction (= perpendiculairement) du champ magnétique appliqué. L'aimantation induite des minéraux diamagnétiques est indépendante de la température. En présence de minéraux para- et ferromagnétique, leurs contributions ne sont généralement pas significatives, à moins que les minéraux para- et ferromagnétiques soient en très faible concentration, respectivement moins de 10 et 0,0001% de la roche totale (Tarling et Hrouda, 1993). Les minéraux diamagnétiques les plus fréquents (Rochette, 1983 et Borradaile, 1988) sont la calcite (CaCO_3 , $\chi = -13.8 \mu\text{SI}$), de quartz (SiO_2 , $\chi = -14.5 \mu\text{SI}$) et le feldspath ($\chi = -12.4 \mu\text{SI}$).

ii. Les minéraux paramagnétiques

Les minéraux paramagnétiques présentent une sensibilité magnétique positive faible ($\chi \leq 350$ à $1500 \mu\text{Si}$; Figure 2). Par rapport aux minéraux diamagnétiques, ils présentent des couches d'électrons de valence incomplètes. Cela permet aux spins des électrons de s'orienter parallèlement au champ magnétique appliqué et de l'amplifier. Ce phénomène est limité par l'agitation thermique et il est fortement dépendant de la température. Les phyllosilicates (argiles, micas, chlorite), les sulfures (pyrite et chalcopryrite), les silicates ferromagnésiens (olivine, pyroxène et amphibole) et les carbonates (sidérite) forment les principaux minéraux paramagnétiques.

iii. Les minéraux ferromagnétiques

Le ferromagnétisme *sensu lato* (*s.l.*) présente plusieurs variantes découvertes après l'identification des principaux comportements magnétiques, dia-, para-et ferromagnétisme (Faraday, 1859 et Langevin, 1905). Le ferromagnétisme *s.l.* correspond à tous les minéraux ayant une aimantation spontanée ; ils ont un moment magnétique même en l'absence de

champ magnétique externe, également appelé aimantation rémanente. La coercivité, ou champ coercitif ou de force, d'un matériau ferromagnétique *s.l.* est l'intensité du champ magnétique appliqué nécessaire pour réduire l'aimantation de la matière à zéro après que l'aimantation de l'échantillon ait été portée à saturation. La coercitivité est généralement mesurée en Ørsted ou en ampère par mètre et est notée H_c . Quatre états magnétiques, en fonction des arrangements des spins, peuvent être distingués (Figure 2):

- le ferromagnétisme *sensu stricto* (*s.s.*) ; les moments magnétiques sont parallèles et dans le même sens ;
- la ferrimagnétisme (Néel, 1952) ; les moments magnétiques sont opposés et inégaux;
- le ferromagnétisme faible ; les moments magnétiques sont opposés et subparallèles;
- l'antiferromagnétisme (Néel, 1952) ; les moments magnétiques sont opposés et parallèles.

Le comportement ferromagnétique *s.l.* est très dépendant de la température ; l'aimantation est annulée au-delà d'une température critique appelée température de Curie pour les ferromagnétiques *s.s.* et les minéraux ferrimagnétiques, et la température de Néel pour les minéraux antiferromagnétiques. Au delà de cette température critique les minéraux adoptent un comportement paramagnétique. Les principaux minéraux ferromagnétiques *s.l.* peuvent être classés en trois familles (Figure 2):

- les oxydes de fer et de titane se présentent sous forme de magnétite, d'hématite et de maghémite. La magnétite est le minéral le plus commun; dans les roches sédimentaires il peut être détritique ou diagénétique.
- les hydroxydes se présentent généralement sous forme de goethite. Ces minéraux sont fréquents dans les roches sédimentaires et les roches magmatiques et métamorphiques altérées. La goethite peut provenir de l'altération de la pyrite, de la magnétite, et de sidérites ou de l'hydratation de l'hématite.
- les sulfures tels que la pyrrhotite et la greigite. La greigite est un minéral commun dans les roches sédimentaires formées en milieu anoxique (Roberts, 1995). Il peut également être minéralisé par certaines bactéries (Mann et al., 1990 ; Fassbinder et Stanjek, 1994).

3. Comment les roches enregistrent le champ géomagnétique ?

L'aimantation rémanente est portée par l'ensemble des minéraux ferromagnétiques *s.l.* . Elle est la somme vectorielle de l'aimantation de chaque minéraux ferromagnétiques *s.l.* ou plus généralement aussi nommés grains.

i. L'aimantation rémanente

L'aimantation rémanente naturelle (ARN) est l'aimantation rémanente d'une roche avant tout traitement de laboratoire. Elle est habituellement le produit de l'aimantation rémanente primaire et des aimantations rémanentes secondaires. L'aimantation rémanente primaire correspond à l'aimantation, parallèle au champ magnétique terrestre ambiant, enregistré lors de la formation de la roche. Les aimantations rémanentes secondaires correspondent à toutes les aimantations acquises par la suite en raison de l'histoire de la roche (enfouissement, le métamorphisme, la circulation du fluide, à l'exhumation etc ...). On distingue différents types d'aimantations rémanentes selon leur origine. L'aimantation rémanente détritique (ARD) et l'aimantation thermorémanente (ATR) sont les deux principales aimantations rémanentes, elles sont enregistrées respectivement au cours du dépôt des sédiments et durant le refroidissement d'une roche magmatique. L'aimantation chimique ou cristalline (ARC), l'aimantation rémanente visqueuse (ARV), l'aimantation rémanente isotherme (ARI), et l'aimantation piézorémanente (ARP) sont typiquement des aimantations rémanentes naturelles secondaires. Elles sont induites par les transformations minérales (ARC), par la durée d'exposition au champ géomagnétique actuel ou antérieur (ARV), par les effets des contraintes (ARP, Pozzi, 1973) ou plus rarement, par l'effet de la foudre (ARI). L'aimantation rémanente anhystérétique (ARA) et l'aimantation rémanente isotherme (ARI) sont les deux aimantations rémanentes les plus faciles à créer en laboratoire. L'ARA est générée par l'action simultanée d'un champ alternatif et d'un champ continu magnétique. L'ARI est acquise instantanément dans un champ magnétique externe.

L'aimantation rémanente détritique est la seule aimantation rémanente primaire possible pour les roches sédimentaires. Lors de la sédimentation, les moments magnétiques des grains ferromagnétiques s'orientent parallèlement avec le champ géomagnétique et restent figés statistiquement jusqu'au début du processus de lithification (Irving et Major, 1962). Cette vision des ARD reste pourtant très débattue. Les processus chimiques dans les boues anoxiques des océans conduisent d'une part à la réduction des oxydes de fer détritiques, et d'autre part, à la génération de greigite conduisant à des aimantations secondaires (pour une synthèse Roberts, 2011). Plus loin dans la diagénèse, Aubourg et al. (2012) ont proposé récemment la notion de fenêtres magnétiques où sont formés des minéraux magnétiques, principalement dans des roches argileuses. Ainsi ils distinguent la fenêtre de la greigite (0-2km), puis la fenêtre de la magnétite (~2-8km), et enfin la fenêtre de la pyrrhotite (profondeurs >8km). La formation de ces minéraux conduit à des réaimantations liées à

l'enfouissement (*burial remagnetization*). Ces dernières peuvent surimposer complètement le signal primaire. Ces réaimantations sont des aimantations rémanentes chimiques (ARC). D'autres processus peuvent conduire à des aimantations secondaires comme la circulation de fluides (Elmore et al., 1993, 1994, 2001 ; Evans et al., 2000), l'altération de surface, les intrusions magmatiques (Gillett, 2003). Lorsqu'une roche est soumise à une exposition prolongée du champ géomagnétique, une aimantation rémanente visqueuse (ARV) peut surimposer partiellement les autres composantes. Enfin, on peut citer l'aimantation piézorémanente (ARP) résultant des effets des contraintes (Pozzi et Aifa, 1989 ; Zlotnicki et al., 1981 ; Robion et Borradaile, 2001).

ii. Le porteur de l'aimantation : le grain

Dans les roches, l'aimantation rémanente quelle que soit son origine est portée par les grains ferromagnétiques *s.l.*, que nous appellerons simplement grains pour cette section. Chaque grain correspond à un arrangement atomique spécifique, formant un réseau. Un grain peut présenter plusieurs domaines magnétiques, appelé domaine de Weiss (Weiss, 1906). Ces domaines sont marqués par des orientations différentes des spins des électrons qui assurent les liaisons chimiques. Ces grains sont nommés polydomaines car ils possèdent plusieurs domaines. Il existe un volume critique, spécifique à chaque espèce minérale et fonction de la température en dessous de laquelle la configuration en polydomaines n'est plus la solution de plus basse énergie : les forces magnétocristallines s'homogénéisent pour ne former qu'un seul domaine. Le grain est alors nommé monodomaine. Pour les grains polydomaines, chaque domaine est délimité par une zone mince (quelques μm) : la paroi de Bloch (Bloch, 1946). La taille de la paroi de Bloch est fonction du minéral et de la température. L'application d'un champ magnétique d'intensité croissante sur un grain polydomaines entraîne la mise en place d'un nouvel équilibre magnétique qui correspond au retrait et à la fusion des parois de Bloch ([Figure 3](#)). Le volume des domaines avec des spins parallèles et subparallèles au champ magnétique appliqué augmentent au détriment des autres domaines dont les spins sont perpendiculaires ou sécants au champ appliqué. La facilité d'adoption d'un champ magnétique induit pour un domaine est fonction de son volume et de l'intensité du champ appliqué corrigée par l'angle entre elle et la direction des spins du domaine en question. Le recul d'une paroi de Bloch est réversible : si l'intensité du champ magnétique appliqué décroît, les différents domaines vont récupérer leurs volumes initiaux. Toutefois, l'existence de défauts ou d'inclusions dans le réseau cristallin rend le recul des murs de Bloch irréversibles. Ces défauts forment des obstacles au mouvement des parois

de Bloch. De l'énergie est nécessaire pour les surmonter et celle-ci peut faire défaut lors du retour à un état initial. Les domaines bloqués par de tels obstacles conservent une aimantation parallèle ou subparallèle au champ appliqué; ils conservent une aimantation rémanente qui lui correspond. Ces obstacles sont également responsables de l'existence de grains dits pseudo-monodomaine. Il s'agit de grains polydomaines dont les défauts ont verrouillé suffisamment de domaines permettant de considérer en apparence le grain entier comme un monodomaine.

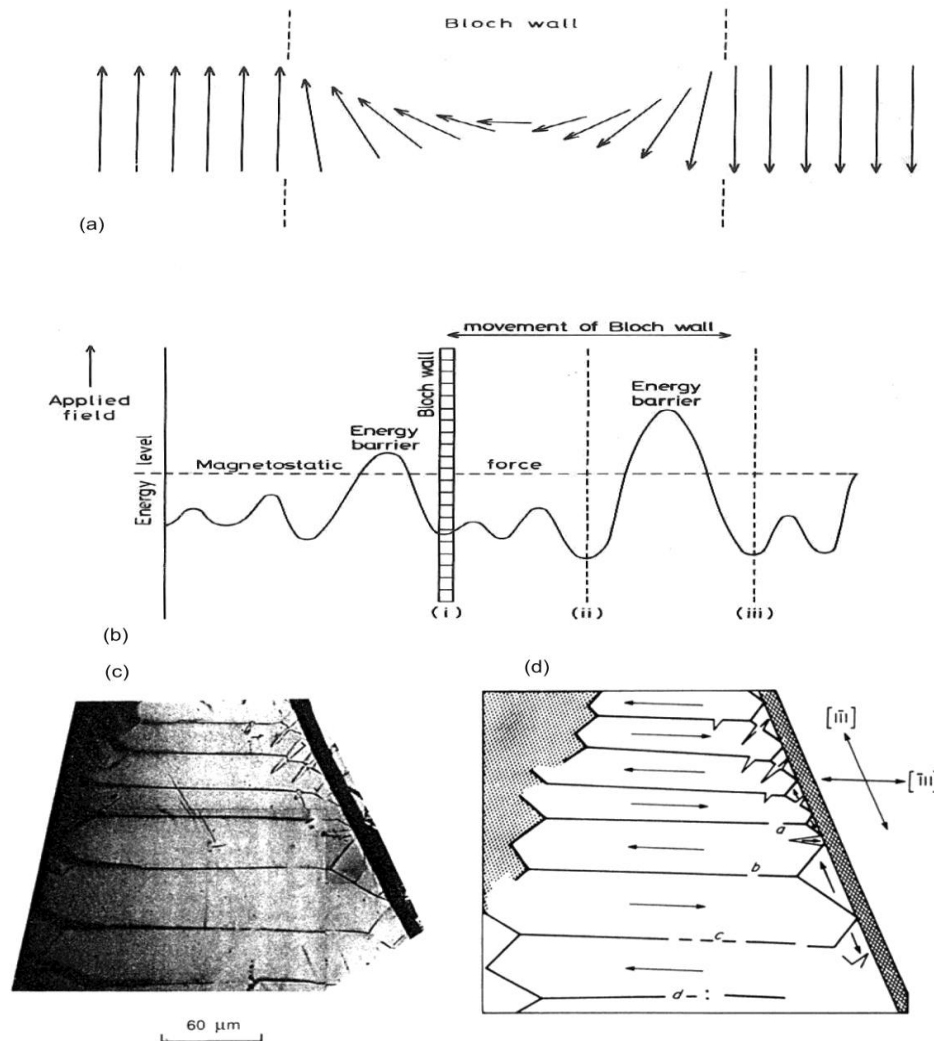


Figure 3: Domaines, parois de Bloch et mouvements des parois. (a) De Tarling (1983), au niveau d'une paroi de Bloch, les directions des aimantations individuelles des spins d'un domaine changent progressivement de directions pour adopter celles du domaine frontalier. Lorsqu'un champ est appliqué à un grain, les parois se déforment de telle sorte que les domaines avec une aimantation parallèle au champ appliqué augmentent leurs volumes. (b) De Tarling (1983), le recul des parois peuvent se faire à travers des barrières d'énergie différentes au sein du cristal. Si ces barrières sont petites, alors la paroi peut revenir à sa position précédente à la fin de l'application du champ extérieur. Par contre, si le champ appliqué est fort, le mur peut rouler à travers une barrière à forte énergie et être ensuite incapable de la retraversée spontanément après l'arrêt du champ appliqué. Cependant, si on laisse suffisamment de temps s'écouler, l'agitation thermique permet progressivement à la paroi de reculer, même s'il lui faut une très longue période de temps pour revenir à son état précédent. (c) De Özdemir et Dunlop (1993), domaines et parois de Bloch observées sur une surface polie d'un cristal de magnétite. Les parois de Bloch (en noir) et les domaines limitrophes (en gris) sont visibles grâce un colloïde composé de cristaux de magnétites nanométriques. (d) De Özdemir et Dunlop (1993), schéma d'interprétation et directions d'aimantation spontanée dans chaque domaine.

Quand un fort champ magnétique est appliqué à un grain, son (ses) domaine(s) est (sont) immédiatement aimanté. A l'inverse, pour un faible champ magnétique, tel est le cas pour le champ magnétique terrestre, l'énergie magnétique est insuffisante pour magnétiser les grains entièrement, seuls certains domaines sont réaimantés, sauf si la température est assez importante. L'augmentation de la température à l'échelle atomique correspond à une augmentation des vibrations des électrons (vibrations thermiques) et ainsi à une augmentation de l'énergie. Toutefois, comme la température est une mesure statistique de l'agitation thermique, certains électrons ont assez d'énergie pour être magnétisés, même si le champ appliqué est trop faible. Si la température et le champ appliqué est maintenu suffisamment longtemps, assez d'électrons d'un domaine peuvent franchir l'énergie de barrière interne et modifier ainsi le domaine en question en conformité avec le champ magnétique appliqué. Chaque domaine peut être caractérisé par un temps de relaxation (Néel, 1955) nécessaire à sa réaimantation. Le temps de relaxation est noté τ et est égal à :

$$\log(\tau) \propto \frac{v}{T} \text{ (eq.6)}$$

Où v est le volume du grain et T la température.

Le temps de relaxation d'un grain peut couvrir une période de temps considérable, de quelques secondes à des millions d'années (Figure 4).

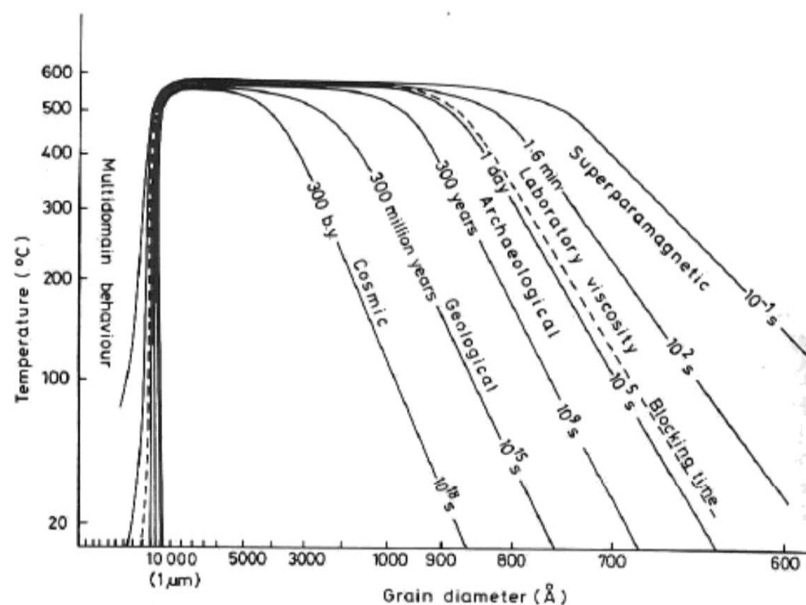


Figure 4: Relation entre la température, le volume et le temps de relaxation. Ce graphe est valable pour la titanomagnétite, bien que la forme générale et les relations qui y sont montrées soient valables pour toutes autres espèces minérales magnétiques, mais avec différentes valeurs propres à chaque espèce minérale. Le comportement en fonction de la taille du grain d'une configuration en monodomaine à celle en polydomaine est fortement contraint par la présence d'imperfections au sein du réseau cristallin. Les valeurs estimées sont aussi indiquées en pointillés. (Tiré de Tarling, 1983).

Annexe II-b : Translation N-S, exemple de la paleolatititude des brèches riches en hématitique du paleo-protérozoïque de Ville-Marie (Québec)

A partir de la relation fondamentale qui lie l'inclinaison du champ dipolaire à la latitude, l'étude paléomagnétique d'un échantillon peut permettre de retrouver la paléolatititude (annexe 1, eq.4). Dans le cadre des études paléomagnétique visant à identifier la position en latitude de continent lors des grandes glaciations au Paléoprotérozoïque (2,5 à 1,6 Ga), Schmidt et Williams (1999) ont effectué une étude paléomagnétique sur des paléosols saprolitiques et des brèches riches en hématite près de Ville-Marie (Québec). Ces formations appartiennent à l'épisode glaciaire de l'Huronien (2,4-2,3Ga). Ils ont déterminé que l'aimantation portée par l'hématite est une ARC figée peu après le dépôt. Les inclinaisons mesurées sont proches de l'horizontal impliquant une paléolatititude près de l'équateur (Figure 5). Les glaciations huroniennes se seraient étendues jusqu'à l'équateur.

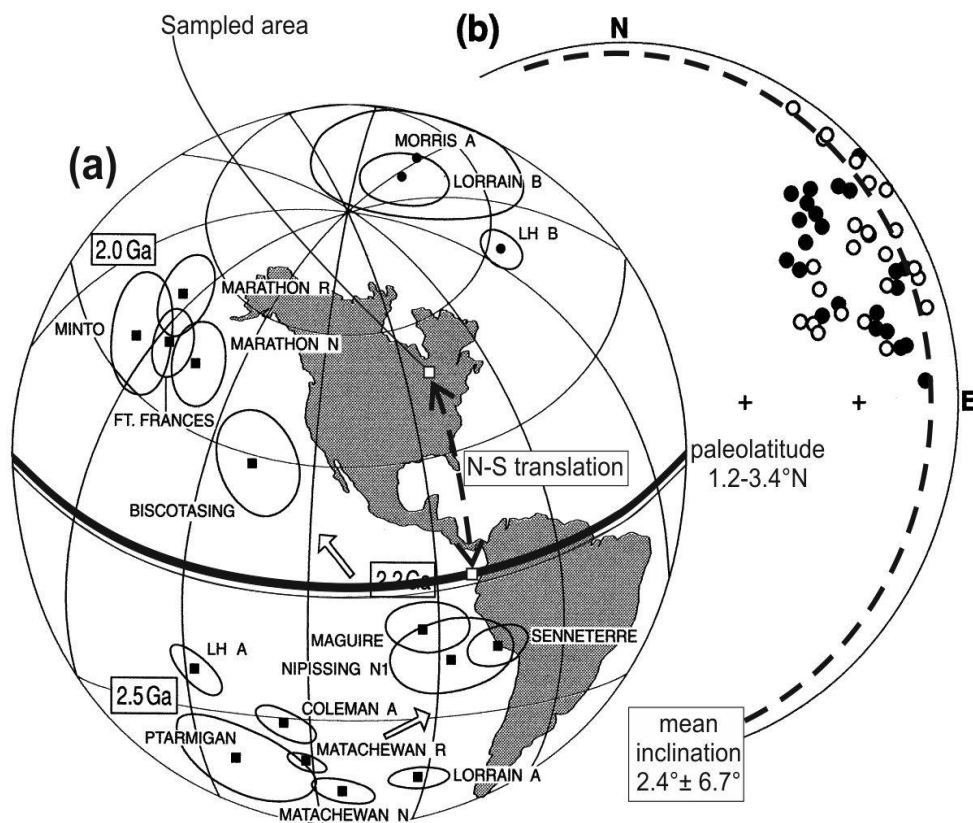


Figure 5: Modifiée à partir de Schmidt et Williams (1999).

(a) Poles paléomagnétiques primaires pour les brèches hématitiques de Lorrain A, Lorrain B et les grès de Coleman (Williams et Schmidt, 1997) autour de 2.5-2.0 Ga. Sont aussi montrés les poles d'aimantations secondaires pour les brèches hématitiques de Lorrain (LH B, this study), Lorrain B (Williams et Schmidt, 1997) et Morris A (Morris, 1977). Les polarités ne sont pas indiquées. Les échantillons de la présente étude sont indiqués par un rectangle.

(b) Composante A de haute température de déblocage isolée pour les spécimens des brèches hématitiques prélevés à la base de la formation de Lorrain. Les points indiquent les directions vers le bas et les cercles celles vers le haut.

Annexe II-c : Datation relative par magnétostratigraphie, exemple des couches du Trias inférieur de Chaohu (Chine).

Le caractère global et synchrone des inversions de polarité magnétique a fait de la magnétostratigraphie un outil puissant pour établir des corrélations chronostratigraphiques entre les roches de mêmes âges mais issus de milieux différents. Le forage du plancher océanique a permis d'établir une échelle de référence magnétostratigraphiques jusqu'à 180 Ma (Lowrie et Alvarez, 1977 ; Cande et Kent, 1992 ; van Kolfschoten et Wilson, 2004). Sun et al. (2009) ont effectué une magnétostratigraphie de la section à l'Ouest de la ville de Pingdingshan Chaohu (Chine) afin de fournir une échelle de polarité magnétique pour le début du Trias. Leurs enquêtes témoignent de plusieurs magnétozones normales et inverses (Figure 6). La corrélation entre les données magnétostratigraphiques et biostratigraphiques a souligné que la base de Olenekien, généralement identifiée par la présence de conodontes, correspond aussi à la base d'un magnétozone normale. Cependant, bien que la corrélation entre les périodes de polarité différente pour le Sud de la Chine soit bonne, certains problèmes subsistent pour les sections boréales (Figure 6).

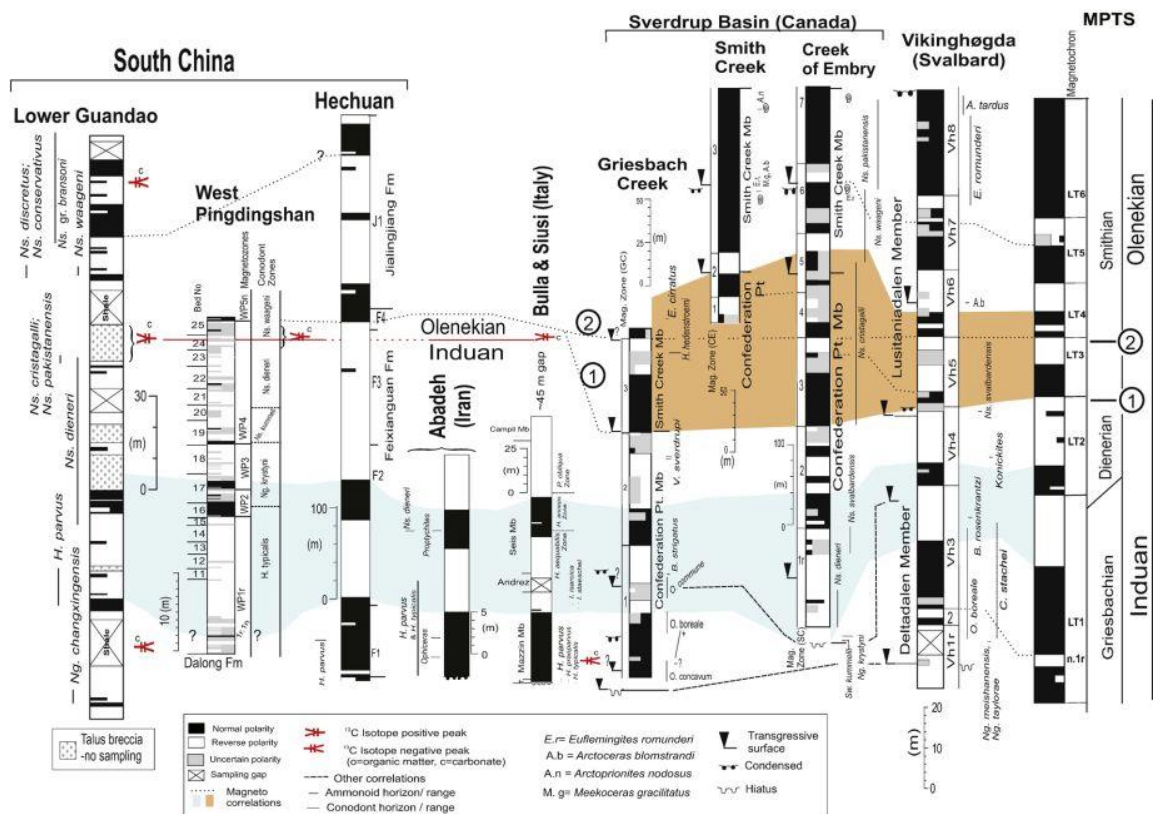


Figure 6: Comparaison des magnétostratigraphies réalisées à Chaohu et dans d'autres études sur des sections marines dans le Permien terminal et le Trias inférieur. Données pour les colonnes de polarité : Guandao (Lehrmann et al., 2006), Hechuan (Steiner et al., 1989), Abadeh (Gallet et al., 2000), and Bulla/Siusi (Scholger et al., 2000; Perri et Farabegoli, 2003; Horacek et al., 2007). Griesbach Creek, Smith Creek and Creek of Embry (Ogg et Steiner, 1991 modifié par Hounslow et al., 2008; Beatty et al., 2008; Orchard, 2008; Baud et al., 2008). Vikinghøgda et échelle de polarités magnétiques composite (MPTS) de Hounslow et al. (2008). D'après Sun et al., 2009.

Annexe II-d : Du référentiel de l'échantillon au référentiel géographique

Jusqu'à présent, j'ai travaillé dans le référentiel des spécimens. Ce référentiel n'a pas de signification pour le géologue. Une transformation est alors nécessaire: la transformation dans le repère géographique. Conformément à l'orientation (mesurée sur le terrain lors de l'échantillonnage) de l'échantillon nous sommes en mesure de réorienter la moyenne calculée de la composante de l'ARN. La transformation dans le repère géographique est faite par:

$$\begin{pmatrix} x_{geo} \\ y_{geo} \\ z_{geo} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\lambda\cos\phi & -\sin\phi & -\sin\lambda\cos\phi \\ \cos\lambda\sin\phi & \sin\phi & -\sin\lambda\sin\phi \\ \sin\lambda & 0 & \cos\lambda \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_{sam} \\ y_{sam} \\ z_{sam} \end{pmatrix} \text{ (eq.20),}$$

Où λ et ϕ sont respectivement le plongement et l'azimut du spécimen (Tarling, 1983).

Annexe II-e : Analyse en composante principale

Certaines composantes de l'ARN sont identifiées. Nous sommes alors en mesure de calculer une droite moyenne traversant le groupe de données pour la composante de l'ARN considérée grâce à l'analyse en composante principale développées par Pearson (1901) et adaptée au paléomagnétisme par Kirschvink (1980). Chaque segment identifié possède N points de données, la première étape consiste à calculer son « centre de masse »:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} (\sum_1^N x_i); \bar{y} = \frac{1}{N} (\sum_1^N y_i); \bar{z} = \frac{1}{N} (\sum_1^N z_i) \text{ (eq. 7).}$$

Puis après avoir exprimé les coordonnées du jeu de données dans le référentiel centre de masse :

$$x'_i = x_i - \bar{x}; y'_i = y_i - \bar{y}; z'_i = z_i - \bar{z} \text{ (eq. 8);}$$

On calcule le tenseur d'orientation \mathbf{T} (Scheidegger, 1965) aussi appelé matrice des sommes des carrées et des produits :

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i z_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum y_i z_i \\ \sum x_i z_i & \sum y_i z_i & \sum z_i^2 \end{pmatrix} \text{ (eq.9);}$$

La détermination des eigen vecteurs de cette matrice et plus exactement l'eigenvecteur principal V_1 nous donne la meilleure droite passant par les données. Le calcul des eigen vecteurs consiste à déterminer la matrice diagonale τ de sorte que :

$$\mathbf{TV} = \tau\mathbf{V} \text{ (eq.10);}$$

où \mathbf{V} est la matrice contenant les trios eigen vecteurs qui sont la solution de :

$$\det|\mathbf{T} - \boldsymbol{\tau}| = 0.$$

La deviation maximum angulaire (MAD, Kirschvink, 1980) se définit par :

$$MAD = \tan^{-1}\left(\sqrt{(\sigma_2^2 + \sigma_3^2)/\sigma_1}\right) \text{ (eq.11);}$$

où

$$\sigma_i = \sqrt{\tau_i} \text{ (eq.12),}$$

qui est la déviation standard.

Si aucune direction principale unique de la composante de l'ARN ne peut être isolée parce que le chemin de désaimantation présente des courbures importantes, le vecteur propre V_3 associé à la valeur propre au τ_3 peut être considéré comme le pôle du plan de meilleur ajustement dans lequel la composante de l'ARN doit se situer. Kirschvink (1980) a également défini un MAD angle pour plan :

$$MAD_{plane} = \tan^{-1}\left(\sqrt{\tau_3/\tau_2 + \tau_3/\tau_1}\right) \text{ (eq.13).}$$

Le MAD et MAD_{plane} sont les critères pour déterminer respectivement la linéarité ou la planarité d'un jeu de données.

Annexe II-f: Statistique de Fisher

Une fois que la composante de l'ARN est identifiée et que le vecteur propre correspondant est déterminé pour tous les spécimens d'un même site paléomagnétique, la prochaine étape est le calcul du vecteur moyen de la composante de l'ARN et de son intervalle de confiance pour l'ensemble du site. La statistique de Fisher (Fisher, 1953) mise au point pour évaluer la dispersion de vecteurs unitaires sur une sphère est particulièrement appropriée à ce problème.

La fonction de densité de la probabilité de Fisher est donnée par :

$$F = \frac{\kappa}{4\pi \sin(h\kappa)} \exp(\kappa \cos(\alpha)) \text{ (eq.14),}$$

Où α est l'angle entre le vecteur unitaire et la direction réelle et κ est le paramètre de précision tel que pour $\kappa \rightarrow \infty$, la dispersion tend vers zero.

L'intensité d'aimantation n'est pas prise en compte, une longueur unitaire est assignée à chaque direction. La longueur du vecteur résultant, R, est donnée par ;

$$R^2 = (\sum_i x_i)^2 + (\sum_i y_i)^2 + (\sum_i z_i)^2 \text{ (eq.15),}$$

et les coordonnées de la direction moyenne est donnée par :

$$\bar{x} = \frac{1}{R} (\sum_i x_i); \bar{y} = \frac{1}{R} (\sum_i y_i); \bar{z} = \frac{1}{R} (\sum_i z_i) \text{ (eq.16).}$$

Pour plus de commodités, les coordonnées cartésiennes sont converties en coordonnées sphérique (\bar{D}, \bar{I}) par :

$$D = \tan^{-1}(\bar{y}/\bar{x}) \text{ and } I = \sin^{-1}(\bar{z}/R) \text{ (eq.17).}$$

Le parameter de précision pour une distribution de Fisher, κ , est approximé par :

$$\kappa \cong k = \frac{N-1}{N-R}, \text{ (eq.18),}$$

Où N est le nombre de données. Avec, κ , le cercle de confiance à 95% confidence (p=20) autour de la moyenne :

$$\alpha_{95} = \cos^{-1} \left[1 - \frac{N-R}{R} \left(\left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right) \right] \text{ (eq.19).}$$

Cependant, l'utilisation de la statistique de Fisher, l'hypothèse est faite que la distribution de nos données suit une distribution normale (ou distribution de Fisher). Les sources principales de déviation, d'erreurs dans l'alignement des spécimens lors de la mesure et des incertitudes dans l'orientation des spécimens ; conduisent à une distribution symétrique autour de la direction moyenne. Mais d'autres sources contribuent à une dispersion asymétrique. D'autres méthodes existent comme la distribution de Bingham (Bingham, 1964) et la méthode de bootstrap (pour plus de détails voir Tauxe, 1998).

Annexe II-g: Pôles géomagnétiques virtuels, chemin de dérive apparente des poles géomagnétiques et montant des rotations d'axe vertical.

Enfin, la dernière opération consiste à calculer le montant des rotations pour chaque composante de l'ARN pour chaque site. Pour cela, on détermine le pôle virtuel géomagnétique (PVG) correspondant à la composante de l'ARN considérée. L'hypothèse est faite que la composante de l'ARN mesurée est corrélée à un dipôle géocentrique. Les propriétés de l'enregistrement de l'ARN à la surface de la Terre sont fonction de la localisation, longitude (ϕ) et latitude (λ), du site de l'échantillon (Figure 7, a).

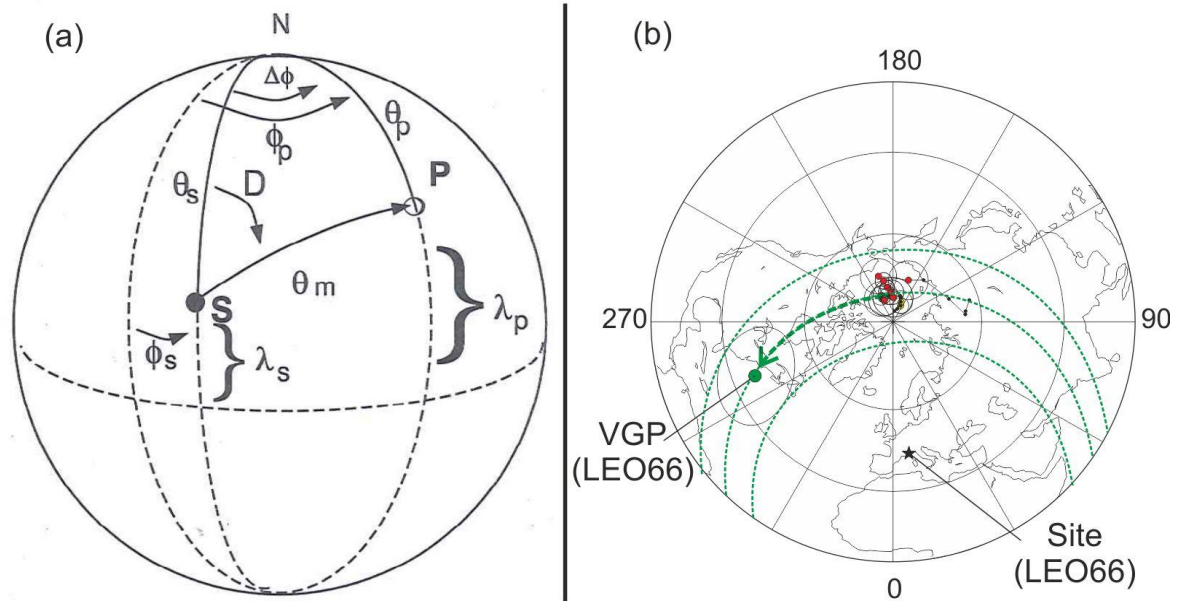


Figure 7: (a) Transformation d'une direction mesurée en S en un pôle géomagnétique virtuel (PGV) P, en utilisant les principes de la trigonométrie sphérique et la formule du dipole. Site S à une latitude λ_s , une longitude ϕ_s et une déclinaison du champ magnétique D. La co-latitude de S est θ_s , $\Delta\phi_s$ est la différence en longitude entre S et P et θ_p est la co-latitude de P. La direction peut être transformée en un PGV équivalent (à P) avec une latitude de λ_p et une longitude ϕ_p comme décrit dans le texte. La co-latitude de S par rapport à P la co-latitude magnétique θ_m . N est le pôle Nord géographique (=l'axe de rotation de la Terre). (b) Représentation de le PGV du site LEO66 et APWP pour l'Eurasie du Crétacé au Miocène (points rouges). La rotation est donnée par l'écart angulaire entre le PGV et l'APWP sur le petit cercle passant par le PGV et de centre le site LEO66. La translation N-S correspond à la différence angulaire entre les petits cercles passant par le PGV et l'APWP sélectionné APWP, les deux petites cercles sont définis avec pour centre le site LEO66.

Les paléomagnéticiens utilisent les conventions suivantes: la longitude est mesurée positivement vers l'est du méridien de Greenwich et varie de 0 à 360 °. La latitude est mesurée à partir du pôle Nord et varie de 0 à 180. °

La première étape du calcul d'un PVG est de déterminer la co-latitude magnétique θ_m donnée par:

$$\cot(\theta_m) = \frac{1}{2} \tan(I) \text{ (eq.21).}$$

La déclinaison, D, est l'angle entre le Nord géographique et l'intersection du grand cercle passant par S (=localisation du site d'échantillonnage) et P (=localisation du PVG correspondant), et $\Delta\phi$ est la différence en longitude entre P et S, $\phi_p - \phi_s$.

A l'aide de la propriété des sinus et des cosinus, un PVG peut-être déterminé par la relation :

$$\cos(\theta_p) = \cos(\theta_s)\cos(\theta_m) + \sin(\theta_s)\sin(\theta_m)\cos(D) \text{ (eq.22),}$$

où le PVG de co-latitude θ_p est égale à :

$$\lambda_p = 90 - \theta_p \text{ (eq.23),}$$

avec $90 > \lambda_p > 0$ dans l'hémisphère nord et $0 < \lambda_p < 90$ dans l'hémisphère sud; et ϕ_p

est donnée par :

$$\phi_p = \phi_s + 180 - \Delta\phi \text{ (eq.24),}$$

avec $\Delta\phi$ défini comme suit :

$$\sin(\Delta\phi) = \sin(\theta_m) \frac{\sin(D)}{\sin(\theta_p)} \text{ (eq.25).}$$

Enfin, la rotation et la translation N-S du site échantillonné est déterminée par la différence angulaire sur la surface de la Terre entre la direction et l'inclinaison du PVG déterminé et le chemin de dérive apparente des pôles (APWP) pour un âge donné (Figure 7, b). L'APWP pour un bloc tectonique, communément une plaque tectonique, correspond aux positions successives de son pôle géomagnétique pour la période considérée. Les plaques sont en mouvement relatif alors que l'axe de rotation de la Terre demeure fixe au cours du temps, ainsi les différentes positions du pôle géomagnétique pour une plaque dessinent une courbe: l'APWP. L'APWP pour l'Eurasie établi par Besse et Courtillot (1991) a été utilisé dans ce mémoire.

Annexe II-h: Problèmes d'interprétation des données paléomagnétiques

Souvent les échantillons prélevés ne donnent pas de résultats interprétables car aucune direction d'aimantation stable n'est identifiable. Sur la base de mon expérience et des avis d'autres paléomagnéticiens, le taux d'échantillons non interprétables peut varier de 30 à 80% pour des roches sédimentaires. Ces problèmes peuvent être dus à une très faible concentration de grains ferromagnétiques ou à la qualité de l'enregistrement du champ géomagnétique. La concentration des grains ferromagnétiques dans les roches sédimentaires est inférieure à 1% et peut atteindre 10ppm pour les calcaires marins (Lowrie et Heller, 1982 ; McCabe et Elmore, 1989). L'enregistrement peut être biaisé par la présence de quelques grains détritiques ferromagnétiques dont la taille, importante, ne permet pas leur réorientation par rapport au champ magnétique ambiant. Le moment magnétique de ces grains ou clastes (de roche volcanique par exemple) perturbent l'aimantation totale de la roche. L'homogénéité du signal dépend fortement de la qualité de la remise à zéro des grains détritiques, de l'enregistrement d'une aimantation primaire ou secondaire des grains créés durant la diagenèse ou tout autre processus. Si l'intensité des grains "mal orientés" est importante par rapport aux grains "bien orientés", le signal sera difficile à interpréter. La

notion de temps de relaxation peut être également évoquée. La mesure de l'aimantation rémanente implique une succession d'étapes de désaimantation. Si la concentration de grains avec un temps de relaxation inférieur à la minute ou à l'heure est importante, le signal sera biaisé. Les problèmes dus aux intempéries, parfois difficiles à discerner à l'œil nu lors de l'échantillonnage, peuvent également être évoqués (Tarling, 1983).

Annexe II-i : Méthodes et analyses complémentaires

L'outil paléomagnétique est particulièrement efficace pour déterminer la part de courbure associée à une rotation d'axe vertical. Toutefois, bien que des composantes de rotations aient été déterminées à partir d'études paléomagnétiques et structurales dans plusieurs orogènes, la plupart des études ont proposé différents cas de figure pour les mêmes arcs. Les premières études dans les Alpes ont apporté de nombreuses interprétations, incluant :

- 1 un arc primaire avec aucune rotation (Lowrie et Hirt, 1986 ; Hirt et Lowrie, 1988) ;
- 2 un arc progressif dont les rotations sont concentrées au niveau du front orogénique (Hindle et Burkhard, 1999) ;
- 3 superposition d'une flexure oroclinale sur un orogène initialement rectiligne (Channell, et al., 1978 ; Eldredge et al., 1985 ; Muttoni et al., 1998, 2000) ;
- 4 de multiples épisodes de compression de directions différentes (Lickorish et al., 2002).

Les précédents travaux dans l'orogène des Appalaches ont aussi abouti à plusieurs interprétations, depuis un arc primaire (Schwartz et Van der Voo, 1983 ; Eldredge et al., 1985 ; Stamatakos et Hirt, 1994 ; Cederquist et al., 2006) jusqu'à des composantes variées de rotations secondaires localisées et régionales (Kent et Opdyke, 1985 ; Kent, 1988 ; Miller and Kent, 1986a, 1986b, Gray et Stamatakos, 1997 ; Ong et al., 2007). Les premières études paléomagnétiques dans l'arc de Cantabrie-Asturie, postulaient l'existence de rotations secondaires partielles (Perroud, 1986 ; Hirt et al., 1992 ; Parés et al., 1994, Stewart, 1995 ; Van der Voo et al., 1997) mais leurs interprétations étaient biaisées par un échantillonnage limité et une compréhension incomplète des composantes de réaimantations secondaires. Récemment, Weil et al. (2000, 2001) et Weil (2006) ont montré que les réaimantations étaient concordantes avec une flexure oroclinale d'une chaîne originellement rectiligne.

Ces exemples illustrent la difficulté à quantifier la part de rotations d'une courbure, lesquelles sont souvent dues à un échantillonnage insuffisamment bien réparti le long de la ligne d'arc d'un arc, à des complexités structurales, à plusieurs phénomènes de réaimantations et à une analyse statistique insuffisante. Afin de résoudre ces problèmes,

Yonkee et Weil (2010) ont développé un test régional employant des jeux de données multiples.

La modélisation analogique est aussi particulièrement utile pour comprendre, valider ou infirmer les modèles de formation d'un arc. L'utilisation d'un modèle analogique aimanté (Costa et Speranza, 2003) est particulièrement adaptée aux problématiques sur l'existence et l'ampleur de rotations d'axe vertical pour différents cas de figures.

i. Le test directionnel

Yonkee et Weil (2010) proposent une nouvelle version généralisée du test oroclinal qu'ils appellent le *Weighted Least Squares Strike Test or Strike-test* ou test directionnel en français. Ce test applique une régression linéaire par la méthode des moindres carrés à tous types de directions structurales et inclut une évaluation de la qualité du jeu de données testé par la méthode de *bootstrap resampling* (McNaught, 1994 ; Mulchrone et al., 2003; Yonkee, 2005). Les conditions requises pour qu'un tel test soit pertinent sont :

- 1 de comparer plusieurs directions structurales à des données paléomagnétiques ;
- 2 que les données paléomagnétiques soient réparties le long de la courbure étudiée, les deux branches de l'arc et son apex doivent obligatoirement être représentées.

L'obtention d'intervalles d'incertitudes très restreints, $\pm 0,1$, nécessite des jeux d'au moins 60 données ou plus si les incertitudes attribuées aux données par site sont grandes.

Cette méthode permet de qualifier rigoureusement le modèle cinématique de formation d'un arc étudié (Figure 8). Ainsi par exemple, une relation nulle pour des données paléomagnétiques et des directions de raccourcissement, par rapport à leurs directions de références respectives, traduit la formation d'un arc primaire par déplacement uniforme (Figure 8-model 1). Si la relation est nulle pour les données paléomagnétiques et égale à 1 pour les directions de raccourcissement, alors il s'agit d'un arc primaire à déplacement radial (Figure 8-model 2). Lorsqu'aussi bien les relations linéaires des données paléomagnétiques et de raccourcissement sont différentes de 0 et 1, l'arc correspond à un arc progressif avec un déplacement incurvé (Figure 8-model 3). Enfin, si les courbes de corrélation (données paléomagnétiques et ASM) ont des pentes égales à 1, alors l'arc correspond typiquement à la définition d'un orocline (Figure 8-model 4).

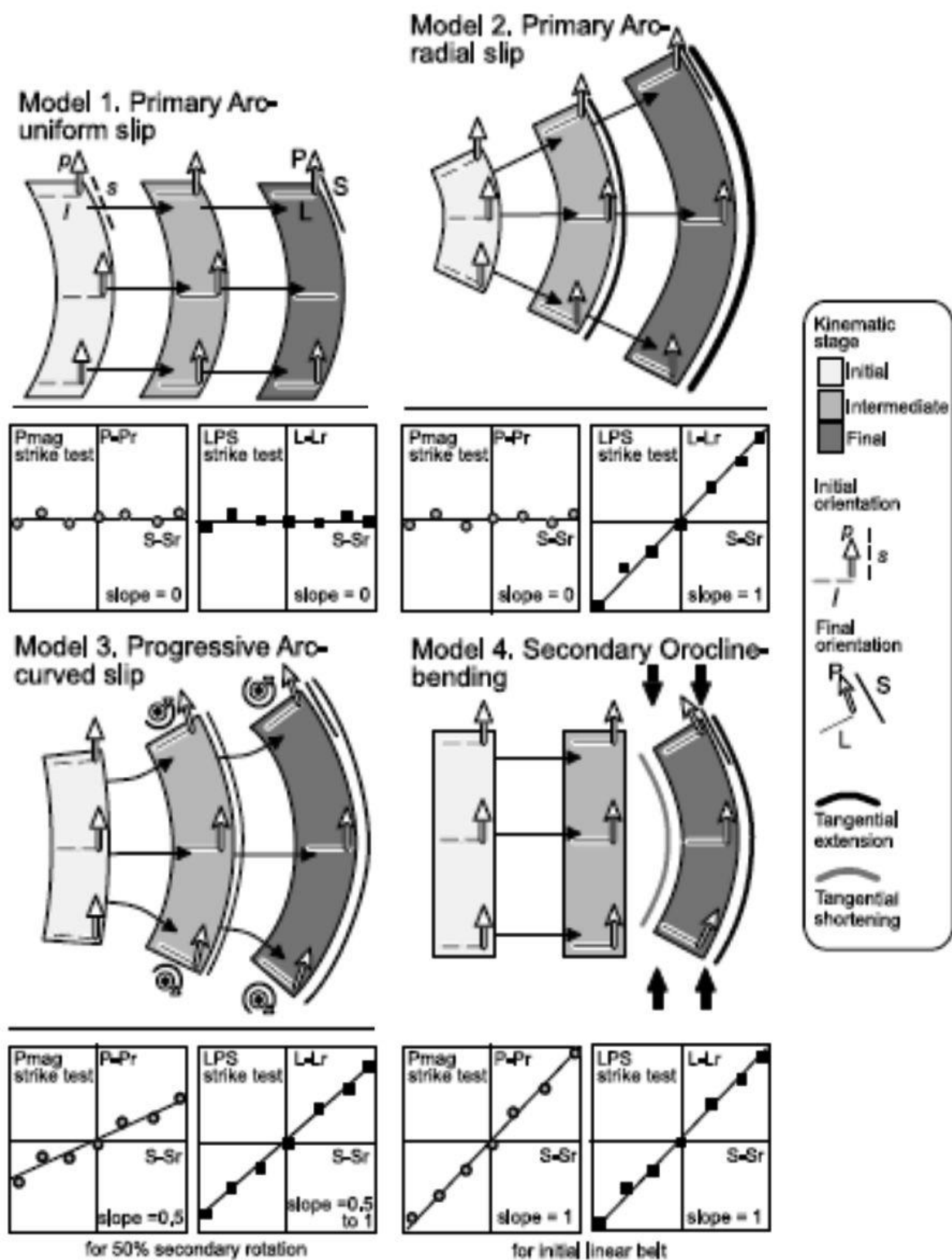


Figure 8 : Exemples de modèle cinématique basés sur les rotations paléomagnétiques, les changements dans les directions structurales et les directions de déformation. Modifié d'après Yonkee et Weil (2010).

ii. Modèles analogiques aimantés

Costa et Speranza (2003) ont amélioré la modélisation analogique sur laquelle repose pour beaucoup la validation des mécanismes responsables de l'acquisition de structures courbes, en intégrant une analyse magnétique (*Magnetized Analog Modelling* ; [Figure 9](#)) afin de découvrir le lien entre la déformation et la rotation dans les arcs.

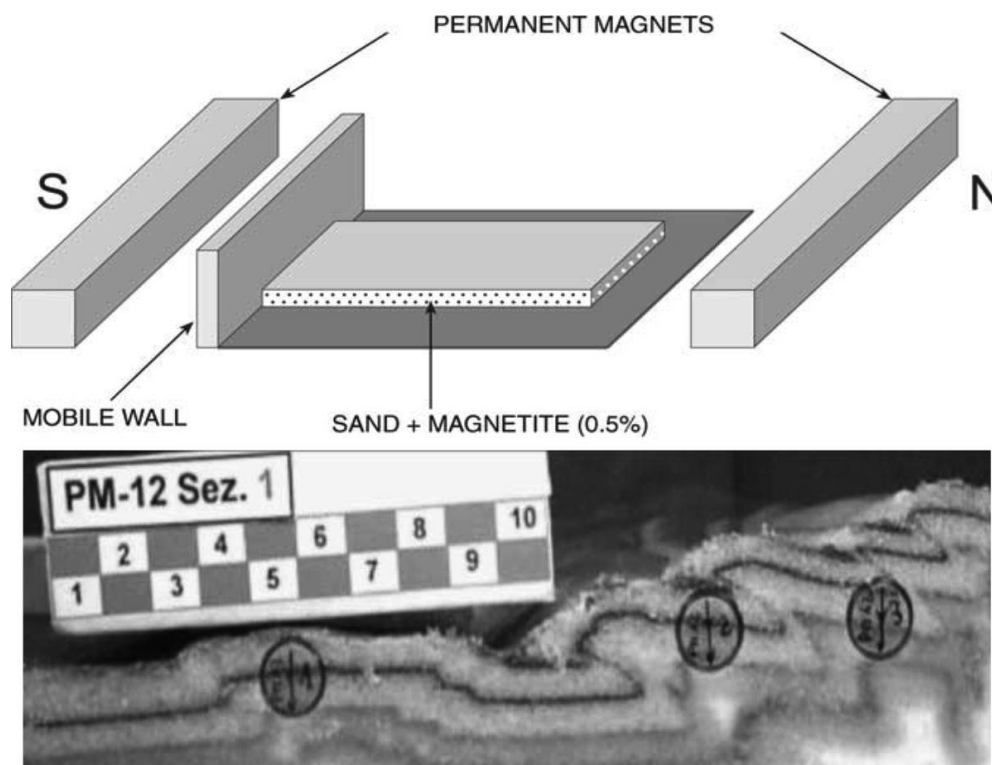


Figure 9 : Modèles analogiques aimantés.

En haut, schéma d'un modèle analogique aimanté. En bas, exemple d'échantillonnage le long d'une coupe au sein d'un modèle après déformation. Modifié à partir de Costa et Speranza, 2003.

Ils observent que les arcs formés par des indenteurs, des butoirs symétriques et des collisions obliques développent des motifs de rotation d'axe vertical distincts. (1) Les indenteurs forment des arcs courbes non-rotationnels. (2) Les butoirs symétriques produisent des arcs non-rotationnels, excepté à proximité des butoirs où des rotations orientées vers le butoir se produisent. (3) Les collisions impliquant un butoir oblique à la direction de raccourcissement sont marquées par des rotations du front, de sens opposé à celles qui se produisent dans les régions plus internes ; et par des rotations vers la direction de l'obliquité dans les régions en contact avec le butoir, et des rotations dans le sens opposé pour celles qui ne le sont pas encore. (4) Les régions les plus internes des arcs subissent des rotations postérieurement à celles du front. Elles présentent aussi des rotations d'ampleur souvent plus petite que celles attendues pour un orocline parfait. (5) Lorsque le prisme de déformation rencontre un obstacle, les rotations sont d'autant plus importantes que le système présente des bords libres.

Annexe II-j: Analyse des coupes géologiques et détermination des trajectoires déplacement

L'analyse de plusieurs coupes géologiques est une méthode complémentaire pour l'analyse des plis. Cette analyse permet de caractériser quantitativement le champ de déformation finie pour une zone étudiée. L'équilibrage des coupes géologiques dans des directions multiples permet (1) l'interprétation en profondeur des structures superficielles et (2) l'approximation de l'ellipsoïde de déformation ([Figure 10-a](#)).

J'invite le lecteur à se référer à Gratier (1987, en français) et Woodward et al. (1989, en anglais) pour une explication détaillée de la méthode d'équilibrage de coupes géologiques. L'équilibrage de coupes n'est pas pertinent pour des structures arquées, à moins de le faire en 3D. Les coupes géologiques sont des vues en 2D dans un plan vertical tandis que les rotations si elles se produisent sont définies dans le plan horizontal. A moins de prendre en compte des coupes géologiques de directions différentes, il n'est pas possible de rendre compte de déformations dans le plan horizontal. Mener un équilibrage en 3D d'une zone est particulièrement long et nécessite un logiciel spécifique. N'en disposant pas, j'ai choisi une méthode plus rapide proposée par Gratier et al. (1989).

La méthode des éléments finis a été développée et améliorée par Schwerdtner (1977), Cobbold, (1979) et Gratier et al. (1989). La zone étudiée est divisée en éléments finis délimités parallèlement aux trajectoires de déformation. Chaque élément est ensuite équilibré, sans changer son orientation. Ce processus crée des vides artificiels et des chevauchements, qui sont réduits au minimum en attribuant des translations rigides et des rotations à chaque élément. Le résultat est un modèle de trajectoires de déformation. La méthode peut se résumer en quatre étapes principales :

Première étape: détermination des trajectoires de déformation. Le ratio de la longueur horizontale finale à la longueur initiale d'une couche plissée et compétente, est mesuré localement (= déformation horizontale) comme expliqué dans la [Figure 10](#). Il est préférable que la couche compétente choisie soit spatialement étendue. Pour assurer l'homogénéité des valeurs de déformation, une même longueur d'un ordre de grandeur plus grand que le déplacement sur les failles majeures, doit être choisi ; afin de respecter les hypothèses de la méthode: une déformation homogène et continue de chaque élément.

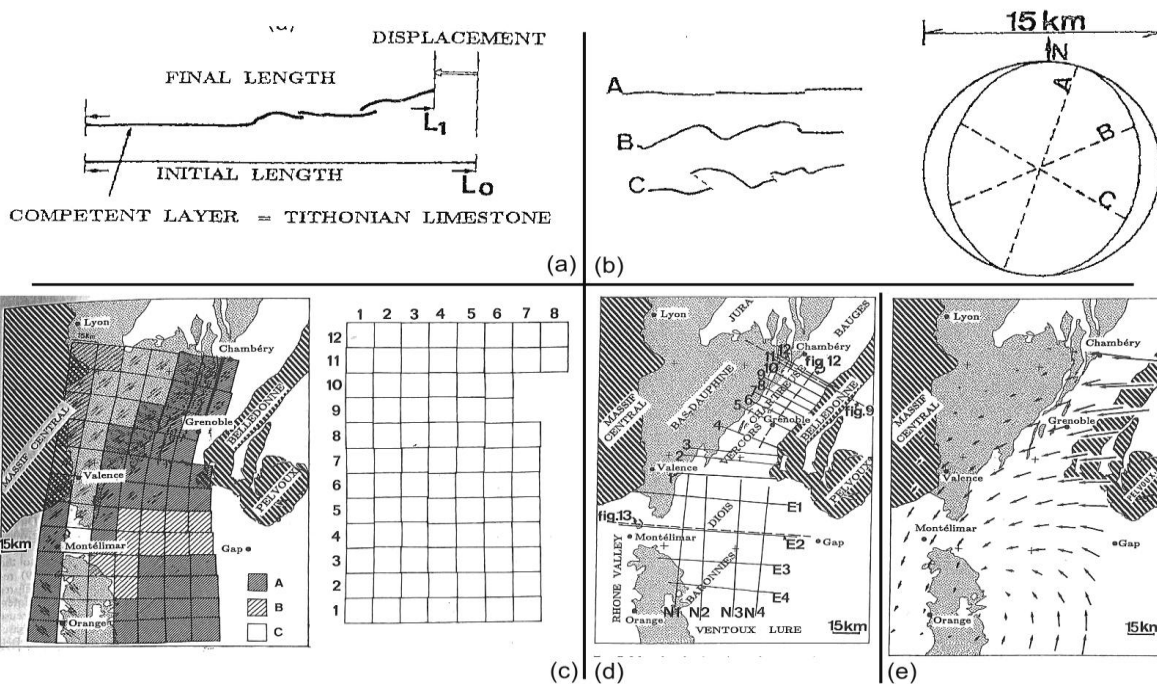


Figure 10: Méthode des éléments finis de Gratier et al., 1989.

(a) Mesures du déplacement de la marge mobile, en utilisant le rapport de la longueur finale sur la longueur initiale d'une couche compétente (plissée et faillée, sans changement d'épaisseur), mesurée le long d'une section parallèle à l'orientation de la principale direction de raccourcissement.

(b) Détermination des trajectoires de déformation et des valeurs de déformation par la mesure du raccourcissement horizontal le long de trois sections d'orientation différentes A, B, C.

(c) Grille de déformation des Chaînes Subalpines : après application des valeurs de déformation mesurée pour la formation tithonienne (b). La région étudiée a été divisée en 84 éléments finis limités par les trajectoires de déformation. Les flèches au sein des éléments indiquent que les failles décrochantes ont été prises en compte pour estimer les valeurs de déformation de ces éléments. Zones hachurées : socle ; zones ombrées : Tertiaire.

(d) Carte montrant les emplacements des coupes réalisées.

(e) Champ de déplacement fini total : chemin le plus court depuis les points sur une grille cartésienne jusqu'aux points sur une grille de déformation finie.

Deuxième étape: définition des éléments finis. La zone est divisée en éléments rectangulaires, de sorte que leurs côtés soient parallèles aux trajectoires de déformation finie.

Troisième étape: calcul de la déformation pour chaque élément. L'ellipsoïde de déformation de chaque élément est déterminé à l'instar de la première étape, en utilisant de nombreuses coupes de direction variées.

Quatrième étape: soustraction de la déformation et détermination du champ de déplacement. La forme initiale de chaque élément est obtenue par équilibrage de la déformation à partir de l'ellipsoïde déterminée à l'étape précédente. Les différents éléments sont ensuite déplacés et tournés « à la main » afin de minimiser les vides et les chevauchements entre éléments voisins.

Enfin, la grille après correction de la déformation peut être comparée à la grille de déformation finie en tenant compte de l'évolution tectonique afin de récupérer le déplacement fini et de comprendre la mise en place de la déformation finie à l'échelle régionale.

Annexe II-k: Equations du degré d'anisotropie corrigée et du paramètre de forme

À partir du tenseur d'ASM, certains paramètres sont définis afin de le caractériser et de le comparer avec d'autres tenseurs issus d'autres spécimens. Une description complète de plusieurs paramètres peut être trouvée dans Tarling et Hrouda (1993). Les paramètres que j'ai utilisés sont le degré d'anisotropie corrigée, P_j , et le paramètre de forme, T (Jelinek, 1981). P_j ,

$$P_j = \exp \sqrt{2 \left[\left(\ln \left(\frac{K_1}{\bar{K}} \right) \right)^2 + \left(\ln \left(\frac{K_2}{\bar{K}} \right) \right)^2 + \left(\ln \left(\frac{K_3}{\bar{K}} \right) \right)^2 \right]}, \text{ (eq.26)}$$

Correspond à l'excentricité de l'ellipsoïde et représente l'écart standard entre l'ellipsoïde normalisé et une sphère unitaire ($P_j=1$ pour une sphère). T ,

$$T = \frac{\ln \left(\frac{K_2}{K_3} \right) - \ln \left(\frac{K_1}{K_2} \right)}{\ln \left(\frac{K_2}{K_3} \right) + \ln \left(\frac{K_1}{K_2} \right)} \text{ (eq.27)}$$

est la combinaison de la linéation (définie par $L = K_1/K_2$) et de la foliation (définie par $F = K_2/K_3$). Quant $-1 < T < 0$, l'ellipsoïde est allongé et quand $0 < T < 1$, il est aplati ($T=0$ pour une sphère).

Pour les roches sédimentaires, l'ASM est essentiellement due à (Hrouda, 1982) (1) l'orientation préférentielle des grains ferromagnétiques *s.l.*, et (2) l'orientation préférentielle du réseau cristallin.

Annexes chapitre III

Annexe III-a.

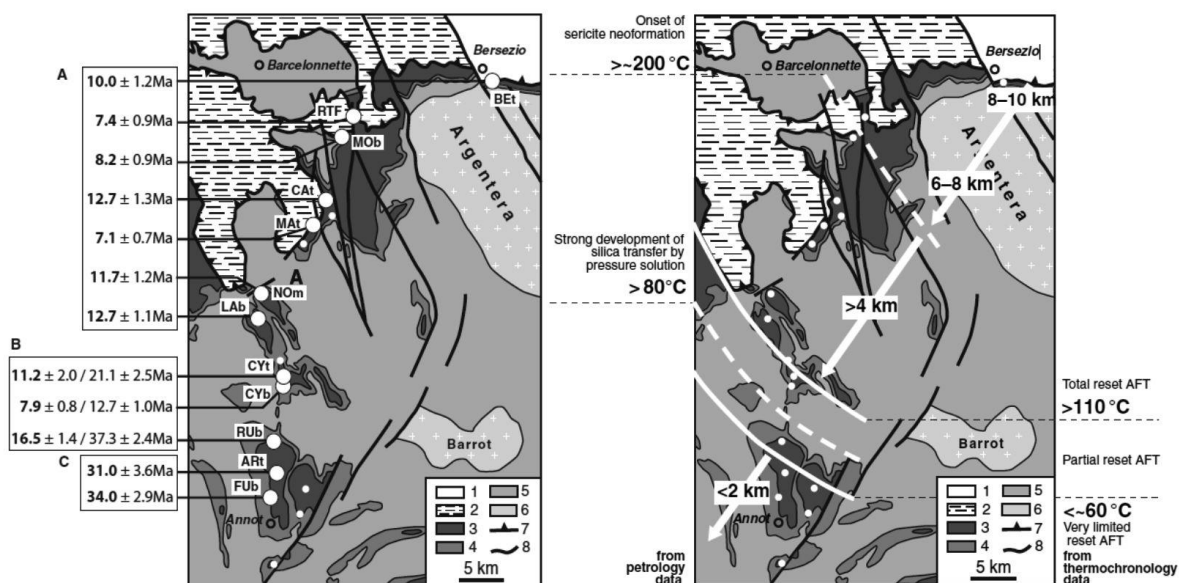


Schéma structural de la zone d'étude avec les âges donnés par les traces de fission (à gauche) et avec la répartition des températures maximums et des probables profondeurs d'enfouissement correspondantes pour les Grès d'Annot.

1. Unités penniques; 2. Nappe de l'Embrunais-Ubaye; 3. Grès d'Annot; 4. Couches Tertiaire anté-Grès d'Annot; 5. Mésozoïque; 6. Socle Paléozoïque; 7. Base des unités chevauchantes allochtones; 8. Failles normales et décrochantes. Sites d'échantillonnage: ART. Argenton; BEt. Bersezio; Cat. Col de la Cayolle; CYb and CYt. Grand Coyer; FUB. Le Fugeret; LAB. Vallon de la Lance; MAT. Montagne de l'Avalanche; MOB. Vallon de la Moutière; NOM. Montagne de Noncière; RTF. Caserne de Restefond; RUB. Le Ruch. Les températures sont déduites de l'étude pétrographique et de la thermochronologie par traces de fission (AFT) (AFT), et les profondeurs d'enfouissement sont calculées avec l'assomption d'un gradient paleo-géothermique de $25\text{-}30^\circ\text{C.km}^{-1}$. Modifié d'après Labaume et al., 2008.

Annexe III-b.

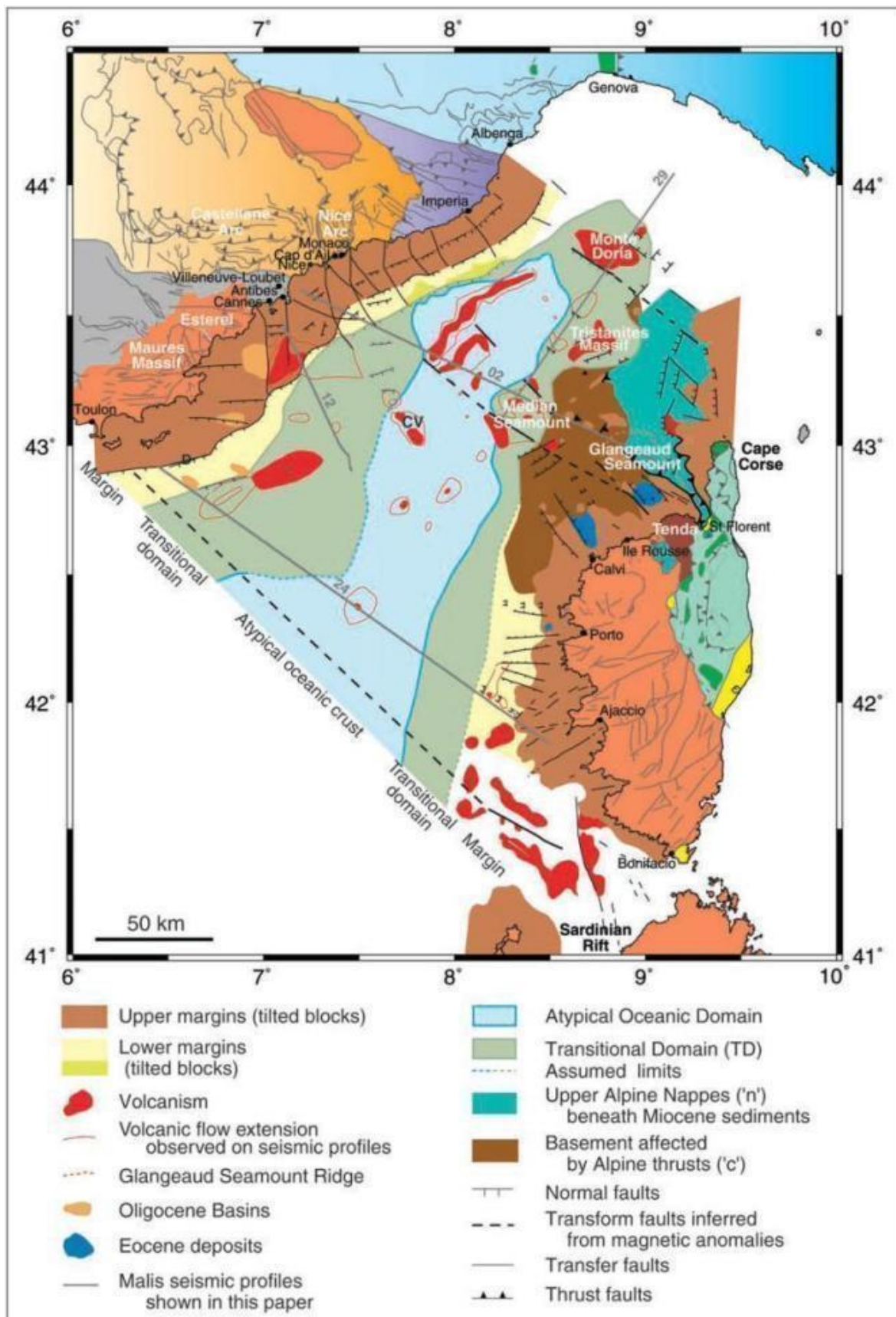
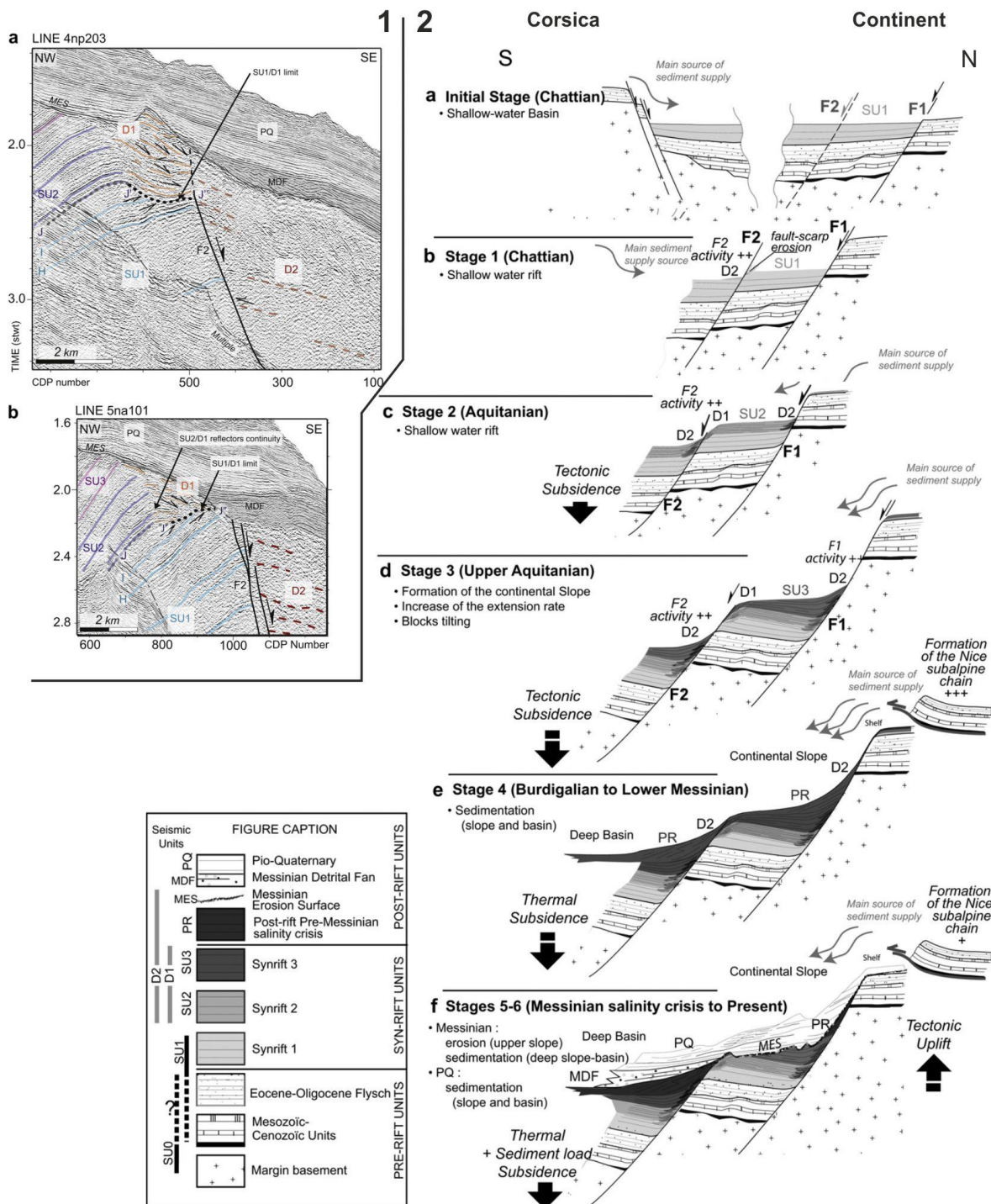


Schéma structural et extension des différents domaines dans le bassin Ligure de Rollet et al. (2002).

Annexe III-c.

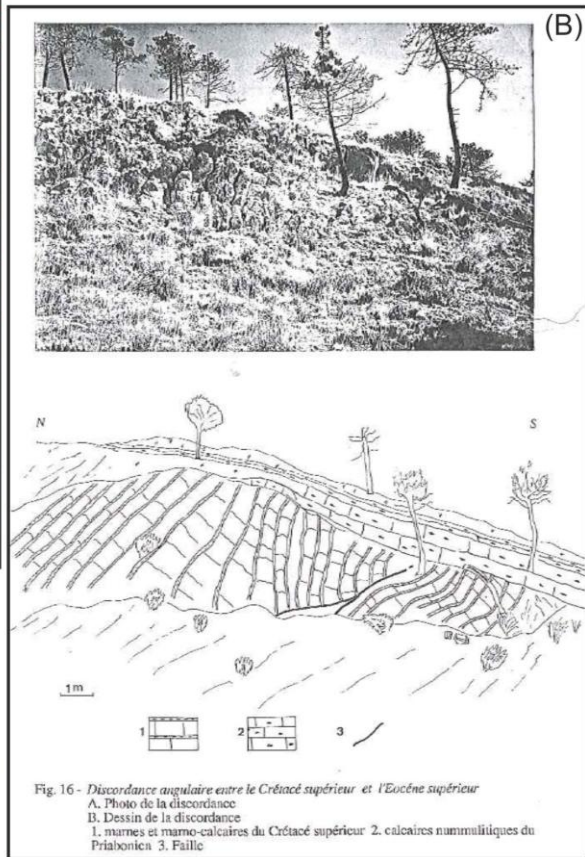
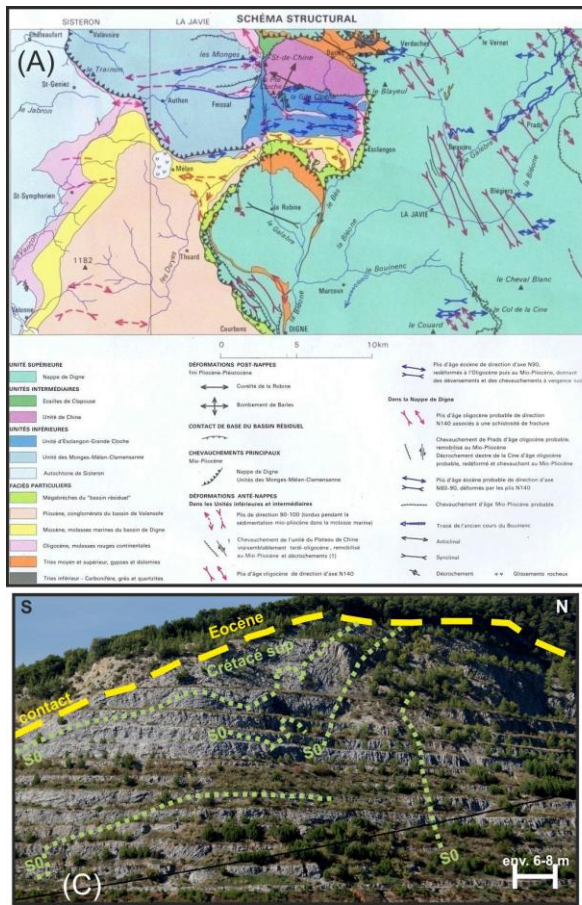


Profils sismiques et évolution de la marge nord Ligure. De Sage et al., 2011.

(1) Les profils sismiques de haute résolution imagent les terminaisons vers le sud des unités SU. Le réflecteur J-J'-J'' (trait pointillé) indique le sommet de U1. Au-dessus de SU1, SU2 et D1 sont en continuité latérale et forment les deux flancs d'un antiforme, deux kilomètres au nord de la zone de faille normale F2. Les réflecteurs sont régulièrement stratifiés sur le flanc nord (SU2-SU3) alors qu'ils sont discontinus avec de nombreux downlaps interne et des troncations sur le flanc sud (D1). La faille normale F2 sépare les unités stratifiées basculées vers le nord, SU1, SU2, SU3 et D1 de l'unité désorganisée D2.

(2) Schéma montrant l'évolution de la marge nord Ligure du rifting à l'actuel (n'est pas à l'échelle).

Annexe III-d.

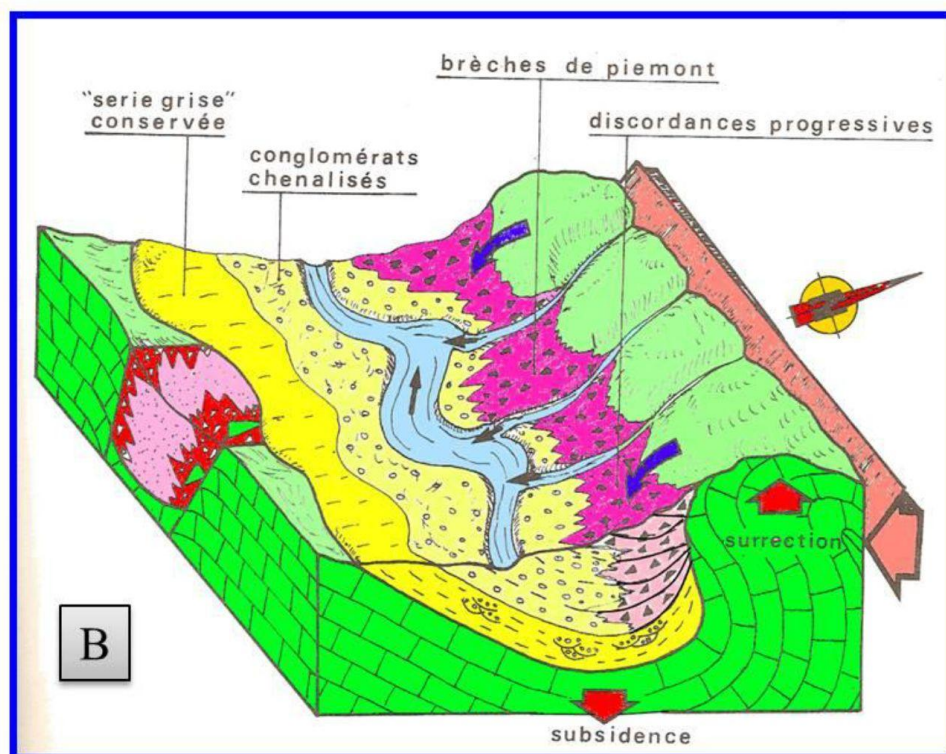
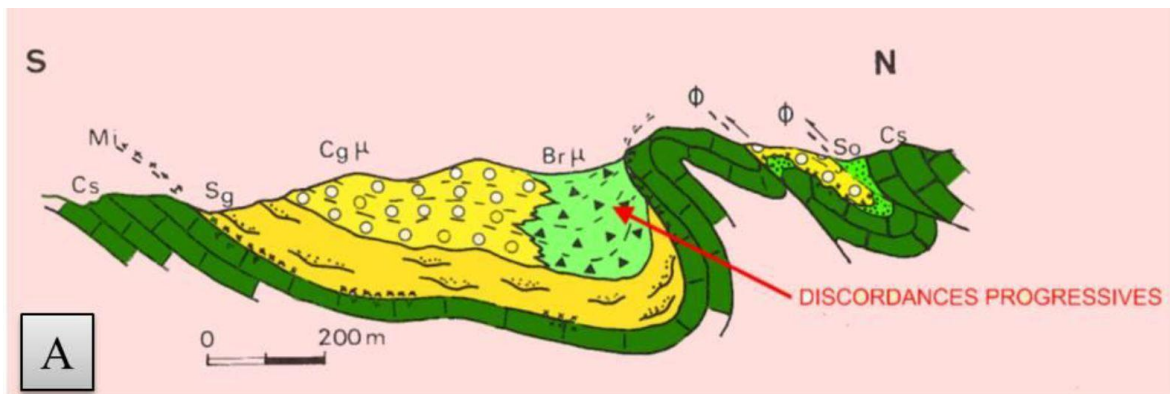


Exemples de déformations attribuées à la phase pyrénéo-provençale.

(A) Schéma structural extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} de la Javie, BRGM éditions, Haccard et al. (1989). Modifié d'après Schreiber, 2010.

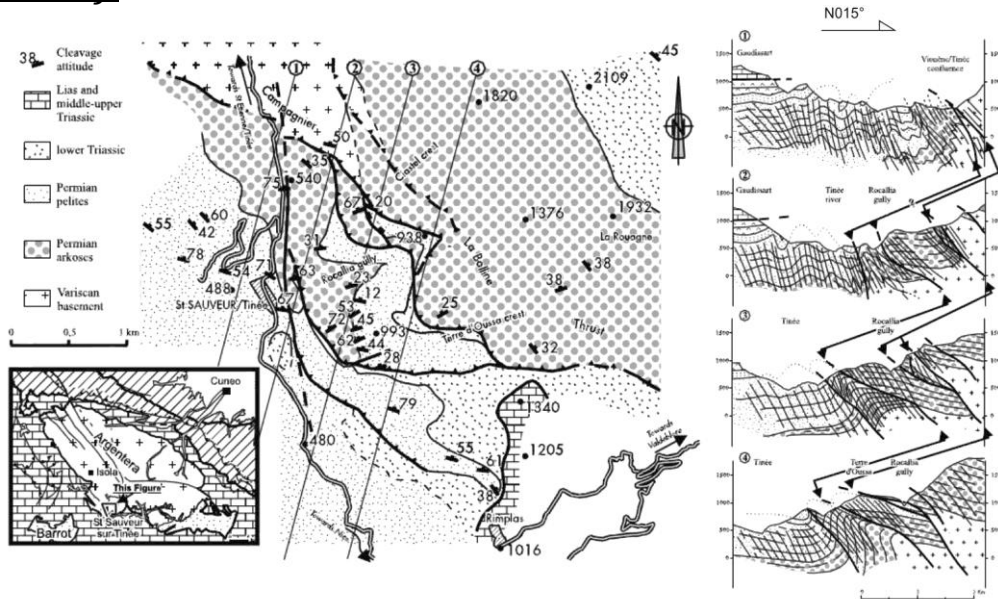
(B) Discordance angulaire entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur. D'après David, 1990.

(C) Déformations du Crétacé supérieur scellées par l'Eocène au niveau de la carrière de la Grave.

Annexe III-e.

Coupe N-S mettant en évidence le caractère synsédimentaire des structures E-O de la Roque-Esclapon. Br μ : brèches à Microcodium ; Cg μ : conglomérat à Microcodium ; Sg : marnes grises ; Mi : surface infra-miocène localement cariée par les Microcodium ; So : série oligocène ; Cs : crétacé supérieur. B. Bloc diagramme reconstituant le bassin compressif E-O de la Roque-Esclapon au Miocène. En vert : le Turonien ; en jaune et rose : Miocène détritique. D'après Schreiber (2010), modifiées d'après Giannerini (1980).

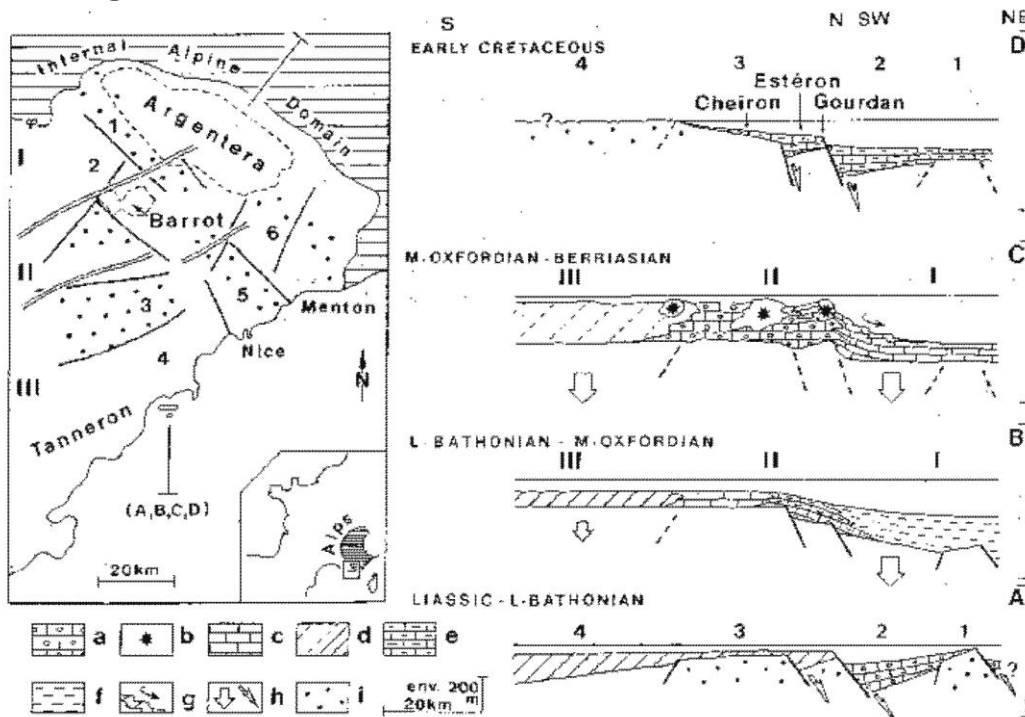
Annexe III-f.



Carte géologique et coupes dans le secteur de Saint-Sauveur sur Tinée.

Sous la couverture décollée qui s'étend autour de Rimplas, la déformation du tégument permien et triasique inférieur est caractérisée par : 1, une schistosité d'orientation variable ; 2, un réseau de failles de chevauchement qui recoupe la schistosité. 1, 2, 3 et 4 indiquent la trace des coupes. La plupart des failles permiennes ont été inversées sous forme de chevauchements, une seule faille normale a été préservée au nord du ravin de Rocallia (coupe n°3). Modifié d'après Delteil et al., 2003.

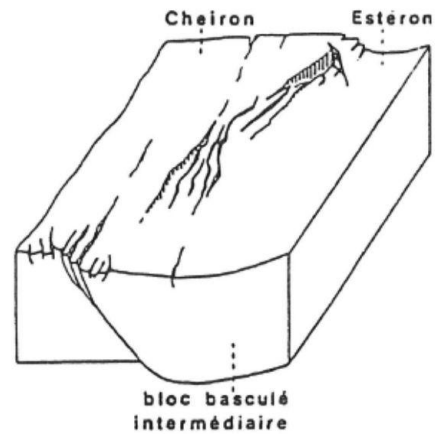
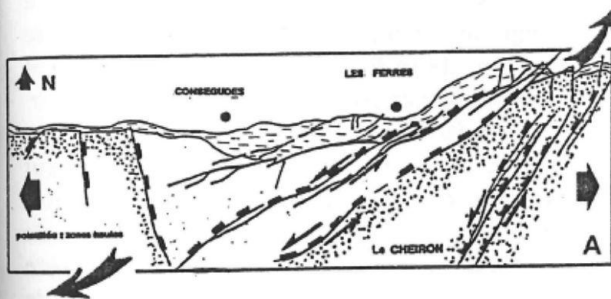
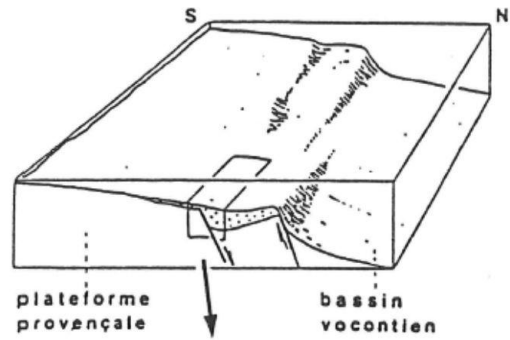
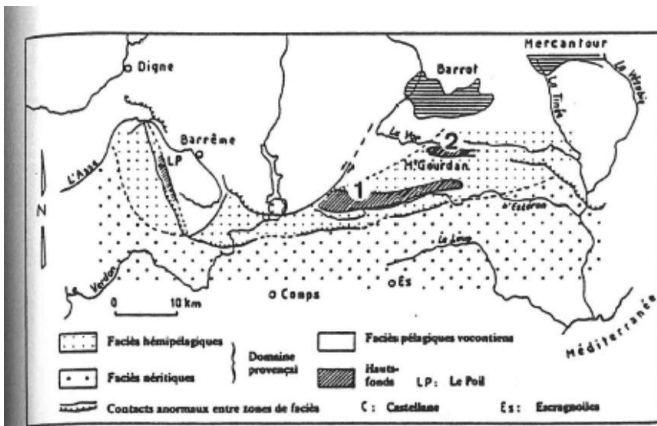
Annexe III-g.



Reconstitution paléogéographique et structurale du bassin des Alpes maritimes au Jurassique et au Crétacé inférieur.

A : fracturation de la plate-forme provençale, situation au Lias moyen ; horst et demi-horst : 1, Tinée, 3, Cheiron, 5, Nice ; grabens ou demi-grabens : 2, Barrot, 4, Antibes, 6, Menton-Sospel. B : fléchissement de la partie nord (I) de la plate-forme (II et III), situation au Callovien. C : subsidence généralisée, situation au Tithonique. D : réactivation de la limite plate-forme-bassin, situation à l'Albien. a : calcaires bioclastiques ; b : constructions récifales ; c : calcaires micritiques ; d : dolomies ; e : calcaires argileux ; f : marnes ; g : glissements ; h : subsidence ; i : zones hautes. D'après Dardeau (1988).

Annexe III-h.



Carte des unités paléotectoniques d'âge crétacé inférieur du bassin hémipélagique septentrional (d'après Hibsich, 1992 ; modifié d'après Cotillon, 1985 et Dardeau et de Graciansky, 1987).

(1) talus continental ; (2) anticlinal du Mont Gourdan ; A : rappel des données paléotectoniques de la bordure Nord et de la plate-forme provençale et infirmant les interprétations en monobloc basculé à pente sud (Cotillon, 1971, 1985 ; Dardeau et de Graciansky, 1987).

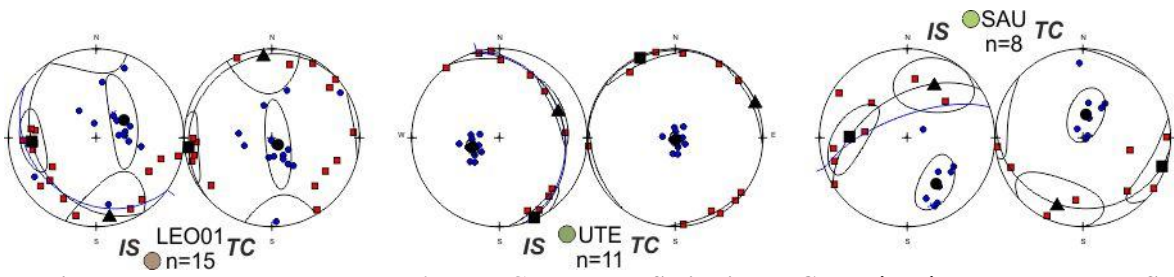
Annexe III-i.

Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N	Km x10 ⁶	Pj	T	K1 _{in situ} (°)	K3 _{in situ} (°)	K1 _{tecto} (°)	K3 _{tecto} (°)	Type
MOU	43.878	7.013	195/52	14	29.5 ±5.6	1.007 ±0.002	0.153 ±0.344	78/35	178/15	123/30	355/48	-
PUG	43.953	6.878	336/37	12	30.3 ±1.7	1.007 ±0.002	0.150 ±0.312	41/55	307/5	15/32	123/27	-
MAR	44.000	6.753	344/23	12	78,9 ±8.2	1.029 ±0.004	-0.533 ±0.157	86/5	182/52	88/26	201/38	III
LAT	43.836	6.836	345/40	9	12.1 ±7.1	1.049 ±0.033	-0.241 ±0.437	42/13	158/62	221/10	359/77	-
SER	43.907	6.792	319/71	10	73.1 ±18.5	1.010 ±0.007	0.001 ±0.438	230/7	138/19	235/1	43/89	II
PAL	43.895	6.938	002/54	13	23.8 ±2.4	1.012 ±0.003	0.216 ±0.298	272/17	173/27	286/10	140/78	II
LAV	43.861	7.024	181/46	16	14.4 ±5.9	1.019 ±0.005	0.373 ±0.288	104/51	358/13	138/26	355/59	-
SAU	43.993	6.760	340/70	8	38.9 ±3.9	1.008 ±0.002	0.157 ±0.501	271/35	147/39	110/5	8/69	I
ROU	43.975	6.879	173/59	14	27.2 ±1.1	1.012 ±0.009	0.065 ±0.446	78/3	347/25	83/6	310/82	II
CONS	43.843	7.096	345/26	7	679.0 ±28.2	1.002 ±0.0008	-0.366 ±0.442	257/10	349/14	261/9	170/12	IV
FAY	44.016	6.808	190/42	13	116.1 ±13.4	1.069 ±0.012	-0.306 ±0.314	176/41	270/4	180/0	90/4	IV
LIE	43.991	7.004	36/17	11	125.2 ±3.9	1.038 ±0.008	0.466 ±0.132	73/14	332/37	256/6	21/79	II
COUR	43.786	7.009	009/16	12	140.4 ±41.4	1.007 ±0.001	0.365 ±0.472	347/37	190/50	350/22	191/66	III
ORA	43.866	7.017	196/30	11	43.6 ±4.6	1.011 ±0.003	0.730 ±0.106	249/19	13/59	255/5	117/83	II
GRE	43.781	6.844	346/60	9	65.3 ±14.3	1.010 ±0.007	0.386 ±0.203	332/47	163/42	156/12	356/78	-
AIG	43.856	6.909	162/72	9	394.9 ±69.3	1.002 ±0.0009	0.072 ±0.519	243/36	149/6	215/4	312/63	III
VER	43.803	6.438	009/31	12	131.6 ±7.9	1.005 ±0.002	-0.016 ±0.290	279/63	35/12	324/50	215/16	I
LEO67	43.985	6.872	195/27	15	60.9 ±4.5	1.036 ±0.003	-0.041 ±0.123	273/7	20/66	271/1	158/87	II
COU	43.879	7.233	136/56	9	4780 ±349	1.027 ±0.008	0.596 ±0.119	124/34	302/56	306/12	167/74	II
UTE	43.993	6.760	075/27	11	212.4 ±35.7	1.018 ±0.003	0.485 ±0.265	156/2	251/63	336/2	160/88	I
ARP	43.953	6.878	317/14	12	56.3 ±9.5	1.035 ±0.012	0.473 ±0.297	275/41	60/44	281/30	46/45	-
DEV	44.023	6.808	215/51	13	825.5 ±158.5	1.024 ±0.008	0.031 ±0.309	309/4	42/38	304/6	121/84	II
VIL	44.056	6.830	335/23	12	165.3 ±4.7	1.048 ±0.003	0.757 ±0.071	275/16	116/73	279/2	14/73	II
SAUZ	44.088	6.838	354/33	12	238.2 ±7.3	1.076 ±0.006	0.706 ±0.067	258/15	253/6	352/55	354/24	IV
LEO66	43.988	6.871	191/52	8	162.4 ±37.1	1.042 ±0.021	0.316 ±0.156	231/16	338/45	54/24	255/65	II
CIA19	44.055	6.979	20/11	10	170.1 ±17.0	1.035 ±0.005	-0.411 ±0.236	128/2	222/67	127/5	239/77	III
CIA63	44.006	6.992	143/26	11	189.5 ±19.8	1.031 ±0.003	0.088 ±0.212	109/2	213/84	287/20	156/61	III
DAL13	44.047	6.843	279/15	13	290.8 ±22.6	1.058 ±0.009	0.659 ±0.226	317/15	101/72	315/3	112/87	II
DAL15	44.060	6.853	19/34	7	252.6 ±30.3	1.049 ±0.014	0.542 ±0.145	299/8	161/79	121/0	30/70	II
LEO01	44.004	6.874	216/28	15	156.4 ±35.3	1.021 ±0.018	0.454 ±0.343	267/27	58/60	264/5	137/81	I

Table des localisations et des résultats de l'ASM pour l'arc de Castellane

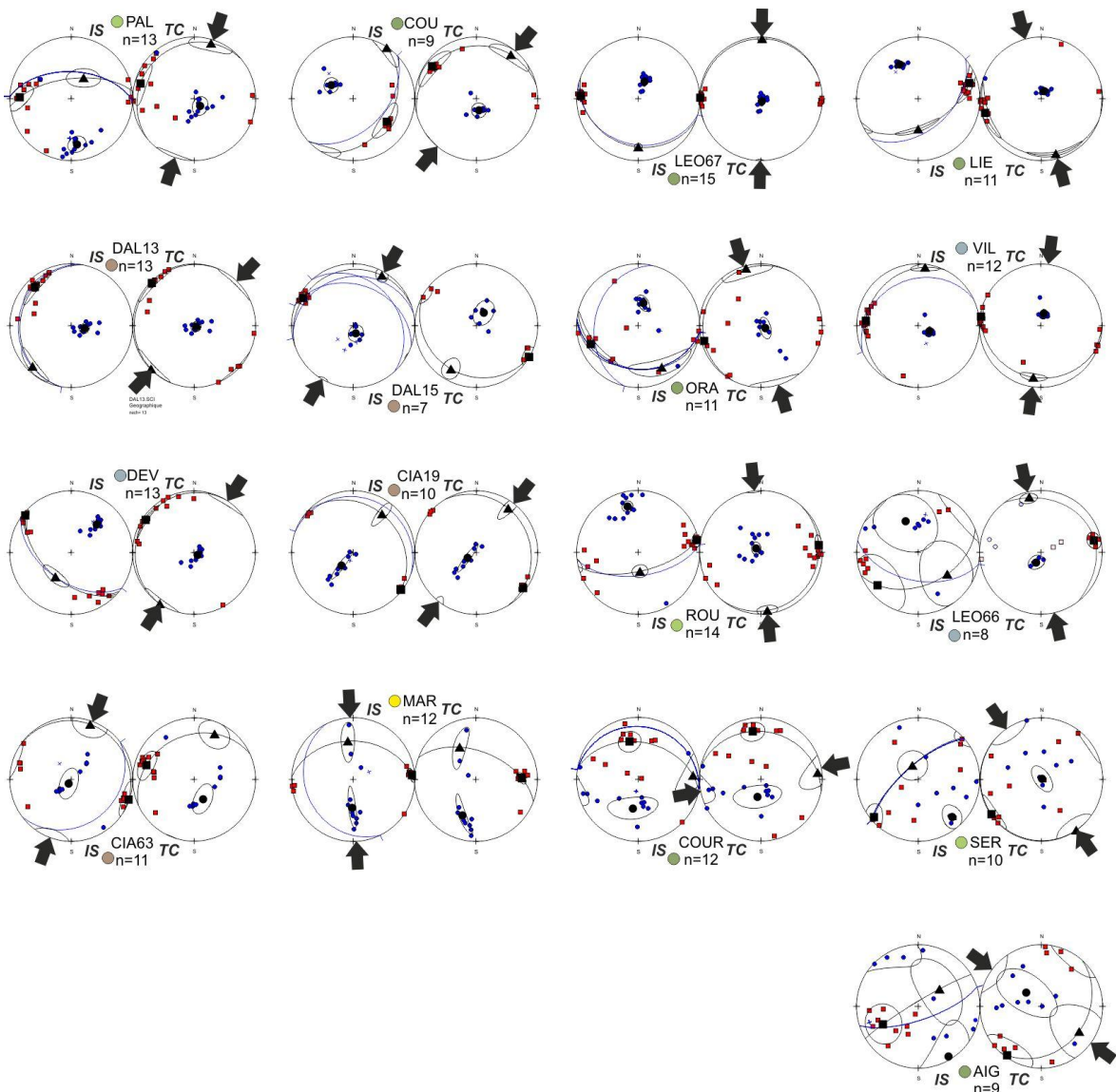
Lat : coordonnée latitude ; Lon : coordonnée longitude ; S₀ : direction de plongement et pendage de la S₀ ; N : nombre d'échantillons ; Km : susceptibilité moyenne ; Pj : degré d'anisotropie corrigé ; T : paramètre de forme ; K1_{in situ} et K3_{in situ} : direction et plongement des axes de susceptibilité K1 et K3 in situ ; K1_{tecto} et K3_{tecto} : directions et plongements des axes de susceptibilité K1 et K3 après débasculement de la S₀ ; Type : type de la fabrique.

Annexe III-j.



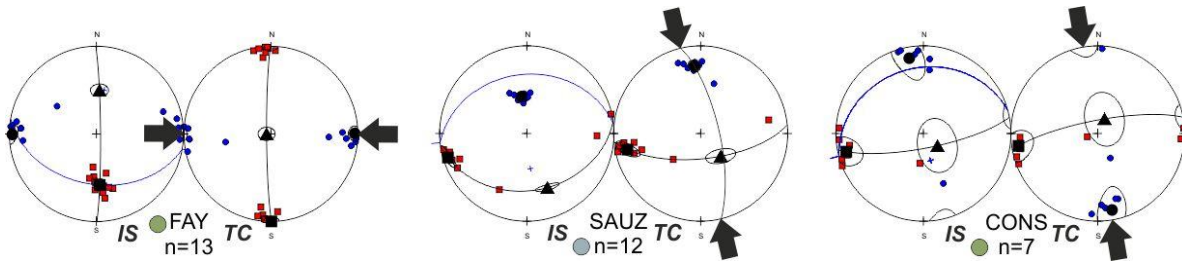
Fabriques de type I reconnues dans l'arc de Castellane. IS : in situ ; TC : après débasculement de la S_0 .

Annexe III-k.



Fabriques de type II et III dans l'arc de Castellane après débasculement du plan de stratification et in situ.

Annexe III-l.



Fabriques tectoniques de type IV pour l'arc de Castellane, in situ et après débasculement du plan de stratification.

Annexe III-m

Site	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	κ	rot(°)	shallowing(°)
Di1	5	321	46	20	17	-40.2 ±18.7	13.6 ±12.9
Di2	12	314	31	5	72	-47.2 ±4.7	28.6 ±3.3
Di4	5	313	30	19	22	-48.2 ±12.6	29.6 ±10.7
Di6	9	326	47	10	31	-35.2 ±10	12.6 ±6.7
Di10	7	322	48	15	24	-39.2 ±15	11.6 ±9.9
Moyenne	5	318.7	40.5	9.5	65.6	-42.5 ±11.7	19.1 ±6
Di5	6	3.4	63.9	19	23	2.9 ±34.9	-8.8 ±15.5
Di7	6	25	56.2	6	114	24.5 ±10.1	-1.1 ±5.7
Di8	6	23.4	58	10	56	22.9 ±15.3	-2.9 ±8.2
Di12-A	6	16.7	61.8	5	284	16.1 ±10.5	-6.7 ±5.4
Di32	11	33.1	56.7	4.1	123	32.5 ±8.5	-1.6 ±4.8
Di45	8	43	67.3	11.3	17.25	1.8 ±25.2	-12.2 ±10.1
Moyenne	6	18.7	61.1	6.1	121.1	18.1 ±8.3	-6 ±6

Résultats des directions d'aimantation dans la branche occidentale de l'arc de Castellane. Les couleurs, rouge (Di1-2-4-6-10) et vert (Di5-7-8-12A-32 et 45) correspondent au groupement de sites mentionnés dans le texte. Les valeurs de rotation et d'erreurs d'inclinaison (shallowing) ont été calculées par rapport au pôle de référence de l'Europe à 30 (81,6° Lat, 183,4° Lon, 5,3 α_{95}) et 5Ma (86,3° Lat, 172° Lon, 2,6 α_{95}) respectivement pour les groupements vert et rouge.

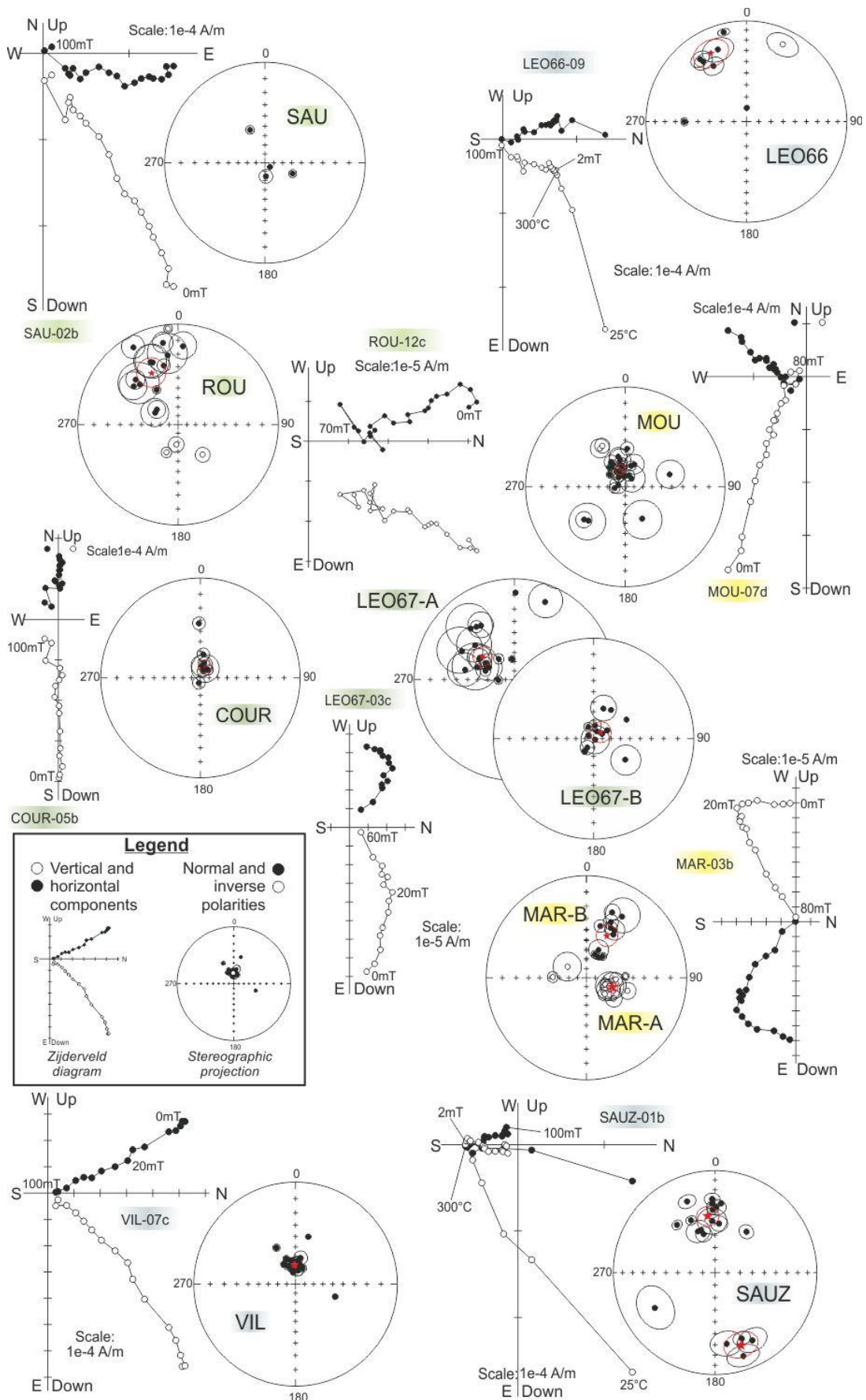
Annexe III-n.

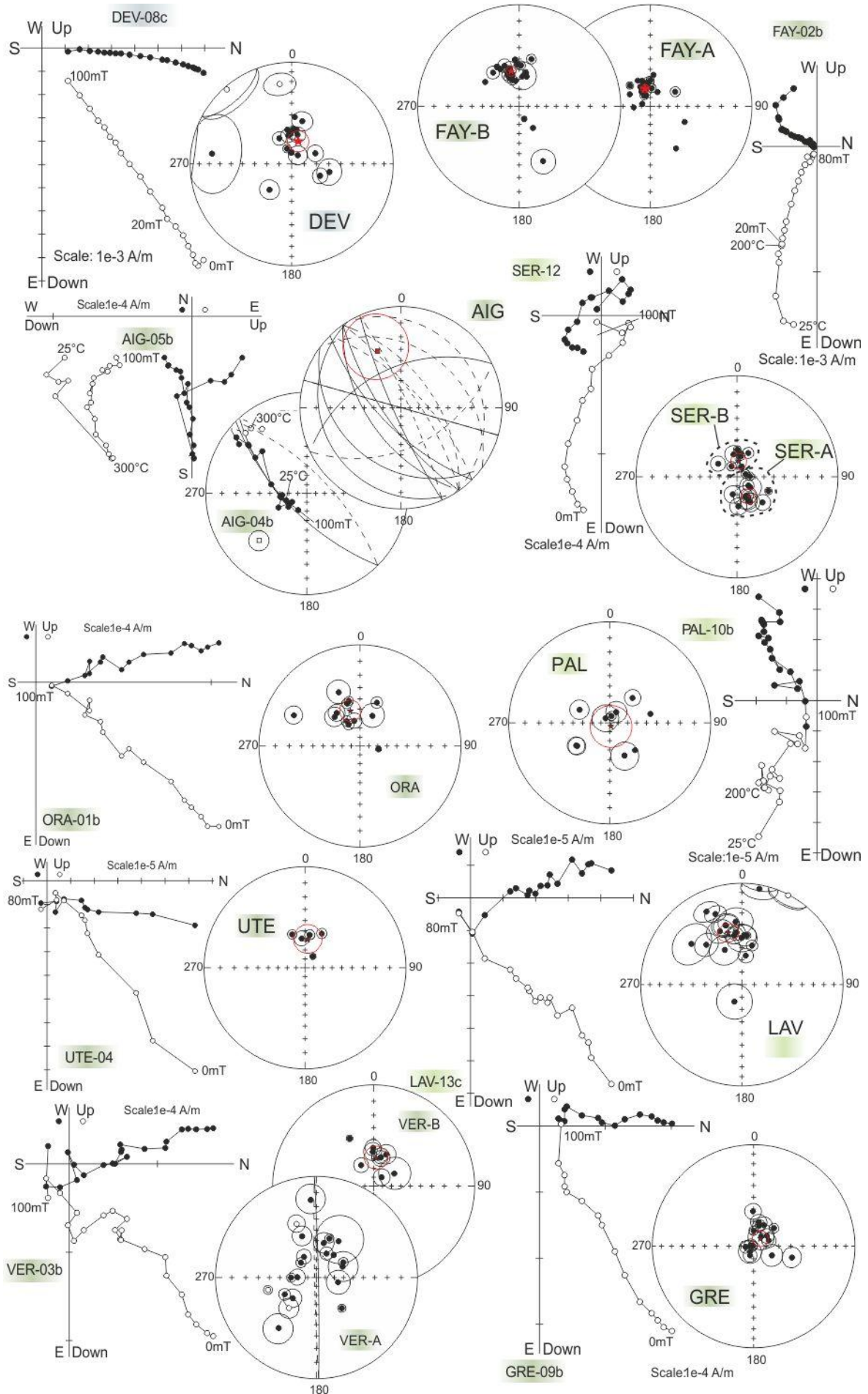
Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N/N ₀	D _{is} (°)	I _{is} (°)	D _{TC} (°)	I _{TC} (°)	α ₉₅ (°)	κ	minéralogie magnétique certaine - supposée
MOU	43.878	7.013	195/52	19/24	344.3	69.6	212.8	54.4	5.6	36.3	magnétite, FeS et goethite
PUG	43.953	6.878	336/37	0/19							<i>magnétite, FeS et goethite</i>
MAR-B	44.000	6.753	344/23	11/15	27	41.7	17.8	23.5	10.1	21.3	magnétite et sulfure de fer
MAR-A	44.000	6.753	344/23	11/15	109.3	-59.2	129.5	-42.5	5.9	61.3	
LAT	43.836	6.836	345/40	12/14	47.2	45.7	261.4	80.3	8.9	25	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
LAV	43.861	7.024	181/46	12/13	347.2	45.7	261.4	80.3	8.9	24.6	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
SER-B	43.907	6.792	319/71	10/12	6.3	72.7	331.7	6.9	8.8	31.4	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
SER-A	43.907	6.792	319/71	10/12	148.4	64.3	313.3	44.2	8	37.5	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
PAL	43.895	6.938	002/54	10/18	159.7	85.8	4.1	39.9	23.3	5.2	magnétite et sulfure de fer
SAU	43.993	6.760	340/70	4/6							<i>magnétite et sulfure de fer</i>
ROU	43.975	6.879	173/59	13/26	332.8	30.3	260	72.6	12.5	12	magnétite et sulfure de fer
COUR	43.786	7.009	009/16	7/9	17.7	78.1	12.8	62.2	7.7	61.9	magnétite et sulfure de fer
ORA	43.866	7.017	196/30	10/12	344.6	50.5	300.1	70	10.6	21.5	magnétite, FeS et goethite
CONS	43.843	7.096	345/26	0/11							hématite et sulfure de fer
THO	43.799	6.831	307/20	0/15							<i>magnétite</i>
LIO-B	43.807	6.367	005/36	5/11	5.9	36.5	5.7	0.5	13.3	34.1	magnétite
LIO-A	43.807	6.367	005/36	10/11	358.7	60.6	1.6	24.7	14	12.9	
FAY-B	44.016	6.808	190/42	22/26	347	51.1	259.5	74.8	4.9	41.5	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
FAY-A	44.016	6.808	190/42	25/26	343.2	69.3	212.1	65	4.5	41.9	
LIE	43.991	7.004	36/17	9/9							<i>magnétite et sulfure de fer</i>
GRE	43.781	6.844	346/60	16/17	42.3	81.4	353.9	25	6.7	31.3	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
AIG	43.856	6.909	162/72	7/13	332.9	-21.6	28.6	50.5	16.8	17..7	<i>hématite et sulfure de fer</i>
LEO67-B	43.985	6.872	195/27	13/20	47.4	79.2	176.8	71.3	11.8	13.4	magnétite et sulfure de fer
LEO67-A	43.985	6.872	195/27	16/20	305.7	47.3	274.3	49.8	9.4	16.4	
COU	43.991	7.004	136/56	0/7							<i>hématite et sulfure de fer</i>
UTE	43.993	6.760	075/27	5/8	5.4	58.6	33.4	42.7	14.9	27.2	<i>hématite et sulfure de fer</i>
ARP	43.953	6.878	317/14	0/6							
VER-B	43.803	6.438	009/31	9/24	5.0	59.0	6.7	28.1	12.2	18.8	<i>hématite et sulfure de fer</i>
VER-A	43.803	6.438	009/31	21/24							
DEV	44.023	6.808	215/51	15/17	6.5	72.5	229	53.6	9	18.8	sulfure de fer
VIL	44.056	6.830	335/23	20/23	356.5	68.6	345.6	43.5	2.8	134.3	<i>sulfure de fer</i>
SAUZ-B	44.088	6.838	354/33	14/14	349.5	76.4	352.6	43.4	8.3	24	<i>sulfure de fer</i>
SAUZ-A	44.088	6.838	354/33	4/14	161.5	-6.9	160.2	25.3	11.9	60.8	<i>sulfure de fer</i>
LEO66	43.988	6.871	191/52	5/9	332.5	24.3	292.4	54.6	12.6	37.8	<i>sulfure de fer</i>

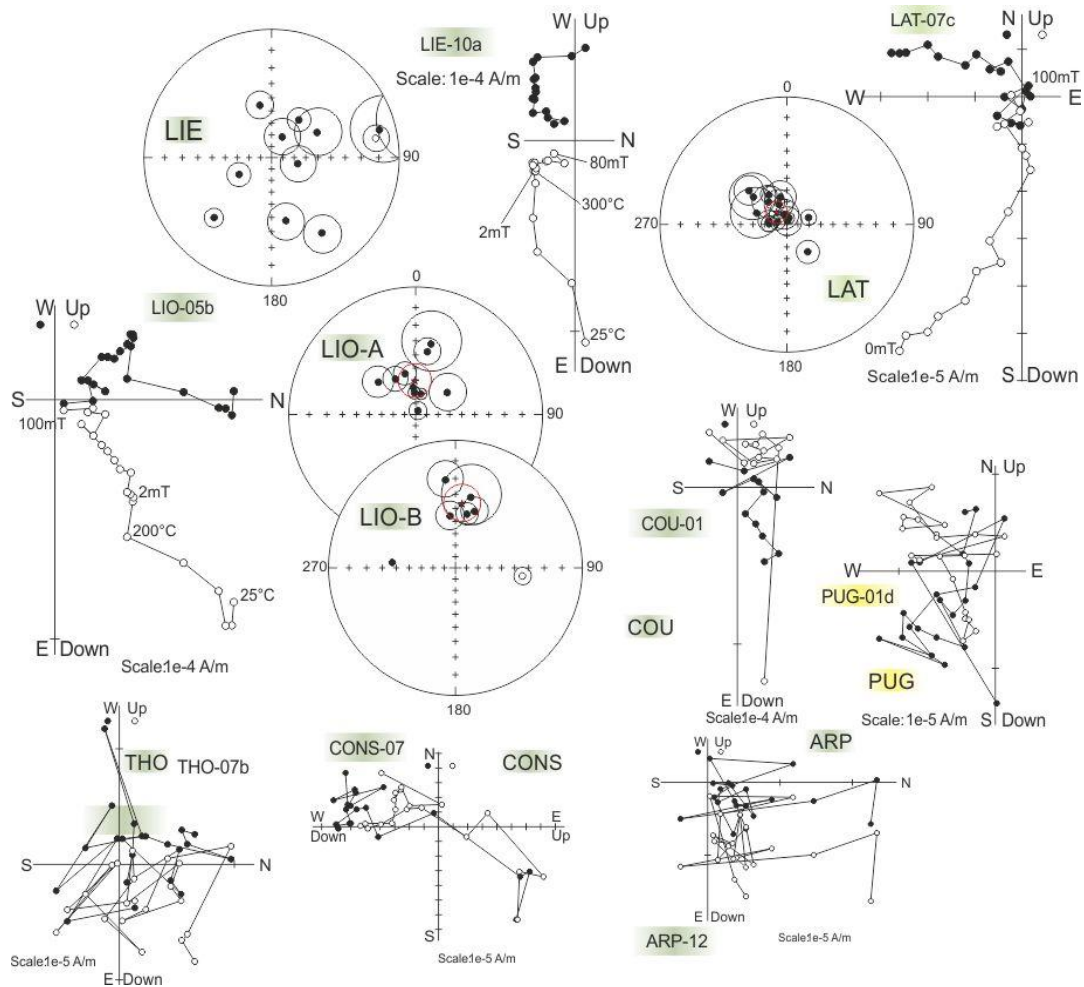
Table des localisations et des résultats paléomagnétiques pour l'arc de Castellane.

Lat : coordonnée latitude du site ; Lon : coordonnée longitude du site ; S₀ : direction de plongement et pendage de la stratification du site ; N/N₀ : nombre d'échantillons interprétable sur le nombre d'échantillons analysés ; D_{is} et I_{is} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site in situ ; D_{TC} et I_{TC} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site après débasculement ; α₉₅ et κ : angle de confiance à 95% et paramètre de dispersion.

Annexe III-o.







Diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation des sites échantillonnés dans l'arc de Castellane.

Annexe III-p.

Site	N	D_{is}	I_{is}	α_{is}	κ	rot	$shallowing$
DEV	15	6.5	72.5	9	18.8	5.3 ± 26.9	-13.9 ± 8.2
VIL	20	356.5	68.6	2.8	134.3	-4.7 ± 7.3	-9.1 ± 2.9
LEO67-B	13	47.4	79.4	11.8	13.4	42.6 ± 60	-19.7 ± 11.3
SAUZ-B	14	349.5	76.4	8.3	24	-11.8 ± 32.7	-16.7 ± 7.9
FAY-B	22	347	51.1	4.9	41.5	-14.3 ± 6.3	8.4 ± 3.7
SER-B	10	6.3	72.7	8.8	31.4	5 ± 26.2	-13.1 ± 8
VER-B	9	5	59	12.2	18.8	3.8 ± 18	-0.4 ± 9.3
LAV	12	347.2	45.7	8.9	24.6	-14 ± 8.8	13.7 ± 5.9
MOU	19	344.3	69.6	5.6	36.3	-17 ± 14.3	-10.1 ± 5.1
ORA	10	344.6	50.5	10.6	21.5	-16.7 ± 11.7	8.9 ± 7.3
Di44-B	8	348	72.1	14	16.7	-13.2 ± 40.3	-12.7 ± 12.5
Di42	13	356.2	55.1	6.5	41.6	-5.1 ± 8.8	4.4 ± 5
Di43	11	337.6	54.3	13.7	12.1	-23.7 ± 16.9	5.2 ± 9.8
LIO-B	5	5.9	36.5	13.3	34.1	4.7 ± 10.3	22.9 ± 8
COUR	7	17.7	78.1	7.7	61.9	16.4 ± 35.5	-18.7 ± 7.5
Moyenne	15	355.1	63.5	7	30.8	-6.1 ± 12.9	-3.9 ± 5.8

Résultats in situ (IS) des directions d'aimantation des sites portant une composante B ou similaire dans l'arc de Castellane.

Annexe III-q.

Site	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	κ	rot(°)	shallowing(°)	%Unfold	Age réf
MAR-A	11	303.7	49.8	5.9	61.3	-60.7 ±9.1	8.2 ±5.3	60	25Ma
LEO66	5	315.9	46.2	12.6	37.8	-48.5 ±13.5	11.9 ±8.8	60	25Ma
LEO67-A	16	287.2	50.6	9.4	16.4	-77.1 ±12	7.5 ±7.3	60	25Ma
ROU	13	313.9	61.7	12.5	12	-50.4 ±21.4	-3.6 ±10.3	60	25Ma
LAT-A	12	337.8	36.3	9.3	22.9	-22.7 ±10.3	18.8 ±7	100	95Ma
SER-A	10	313.3	44.2	8	37.5	-47.3 ±10.5	10.9 ±6.7	100	95Ma
AIG	7	329.0	49.4	17.9	15.6	-29.2 ±18.6	-0.3 ±12.1	100	120Ma
Di44-A	9	308.2	54.0	10	27.5	-64.1 ±14.4	6.5 ±8.9	100	160Ma

Résultat retenues pour les composantes A ou similaire dans la branche orientale de l'arc de Castellane.

Annexe III-r.

Site	N	D	I	α_{95}	κ	rotation	shallowing
GRE	16			6.7	31.3		
LIO-A	10			14	12.9		
SAUZ-A _{TC}	4	162	25.3	10.8	60.8	147.9 ±11.9	22.5 ±8.4
FAY-A _{in situ}	25	343.2	69.3	4.5	41.9	-21.5 ±9.9	-9.3 ±3.8
MAR-B _{in situ}	11	27	41.7	9.0	21.3	25.9 ±10.1	17.9 ±6.4
UTE _{in situ}	5	5.4	58.6	14.9	27.2	4.1 ±21.6	-7 ±11.2
UTE _{TC}	5	33.4	42.7	13.1	27.2	35 ±14.9	0.9 ±9.5

Résultats des sites n'ayant été ni regroupé avec les autres composantes B, ni les autres composantes A dans l'arc de Castellane.

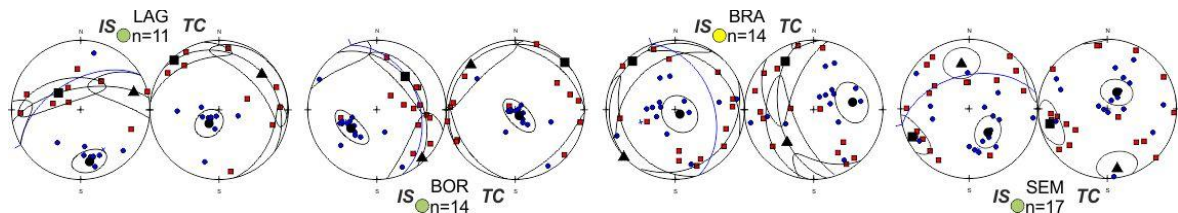
Annexe III-s.

Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N	Km x10 ⁶	Pj	T	K1 _{in situ} (°)	K3 _{in situ} (°)	K1 _{tecto} (°)	K3 _{tecto} (°)	Type
ROQ	43.767	7.456	236/11	9	37.8 ±2.1	1.013 ±0.004	-0.013 ±0.299	198/15	100/28	200/7	105/36	-
BAR	43.854	7.357	83/18	11	243.5 ±105.4	1.093 ±0.268	0.201 ±0.403	70/32	170/16	72/14	165/14	-
BRA	43.875	7.393	129/17	14	274.5 ±209.9	1.155 ±0.204	0.248 ±0.439	318/7	133/83	329/20	79/42	-
CAST	43.806	7.501	225/54	9	258.8 ±34.9	1.014 ±0.009	0.279 ±0.322	79/13	338/40	87/40	312/41	-
JAR	43.795	7.353	319/11	11	286.0 ±18.1	1.020 ±0.017	-0.069 ±0.425	308/18	55/41	309/7	45/41	III
CON	43.803	7.324	43/17	11	29.1 ±3.8	1.012 ±0.003	-0.261 ±0.417	345/25	246/17	350/15	250/32	IV
GAB	43.925	7.330	94/27	12	38.0 ±3.9	1.021 ±0.006	0.326 ±0.383	19/21	255/56	27/12	210/78	II
ROM	43.799	7.486	112/89	13	41.4 ±2.6	1.012 ±0.002	0.203 ±0.224	183/22	274/1	359/17	201/72	II
BRE	43.827	7.343	250/25	19	1849 ±381.6	1.077 ±0.015	0.507 ±0.212	336/2	67/56	336/1	69/81	II
FAE	43.909	7.346	337/13	18	1404 ±778.9	1.071 ±0.016	0.637 ±0.308	184/11	74/76	188/18	29/72	II
AUT	43.996	7.443	8/59	10	2389 ±144.2	1.030 ±0.004	0.192 ±0.177	251/34	360/26	299/38	179/33	IV
ALA	43.981	7.379	353/71	13	2402 ±649.6	1.102 ±0.027	0.364 ±0.202	264/11	171/12	273/3	160/83	II ou IV
ELI	43.983	7.341	174/05	28	367.7 ±25.4	1.115 ±0.007	0.780 ±0.039	69/18	296/65	70/19	286/67	II
BEG	43.777	7.332	245/74	8	349.2 ±57.2	1.048 ±0.051	0.322 ±0.233	11/46	129/25	289/36	174/30	-
CAS	43.821	7.363	234/30	12	258.8 ±34.9	1.014 ±0.009	0.278 ±0.322	202/10	294/8	15/39	116/13	IV
BOR	43.742	7.413	68/39	14	245.8 ±31.0	1.026 ±0.023	0.575 ±0.177	41/37	235/52	46/1	146/82	I
COS	43.732	7.384	283/28	11	19.4 ±2.9	1.016 ±0.003	-0.219 ±0.371	306/22	68/53	124/5	22/70	II
LAG	43.749	7.370	330/55	11	273.7 ±42.9	1.010 ±0.004	0.537 ±0.262	307/57	170/26	318/4	217/70	-
SEM	43.744	7.337	347/50	17	485.0 ±71.3	1.021 ±0.023	0.227 ±0.334	14/20	256/52	195/24	301/31	I
PUE	43.795	7.272	73/80	14	296.0 ±71.6	1.076 ±0.056	0.556 ±0.304	267/33	99/57	45/64	268/20	III
OUR	43.817	7.491	223/63	14	38.2 ±9.8	1.010 ±0.003	0.103 ±0.331	329/83	187/6	231/29	351/43	V
PDE	43.760	7.416	319/04	10	568.9 ±77.1	1.001 ±0.0005	-0.055 ±0.563	340/4	84/74	204/12	49/77	-
TAN	43.821	7.423	14/29	9	517 ±58.4	1.014 ±0.008	0.735 ±0.162	318/27	198/60	134/2	257/88	II
BEL	43.862	7.377	70/44	13	7117 ±750.1	1.009 ±0.003	0.687 ±0.366	98/31	261/58	274/9	44/77	II
PRE	43.823	7.249	262/19	10	745.4 ±338.7	1.010 ±0.007	0.059 ±0.306	10/6	154/83	7/12	239/72	III
GRA	43.890	7.308	99/36	8	63.6 ±19.8	1.016 ±0.005	0.559 ±0.397	41/12	301/42	222/8	337/71	II
LAN	43.957	7.298	217/24	12	678.2 ±98.8	1.020 ±0.003	0.168 ±0.308	183/15	50/68	4/5	158/84	II
TRE	44.026	7.355	68/26	19	279.0 ±43.0	1.04 ±0.006	-0.488 ±0.146	267/25	36/53	276/50	49/30	III

Table des localisations et des résultats de l'ASM pour l'arc de Nice.

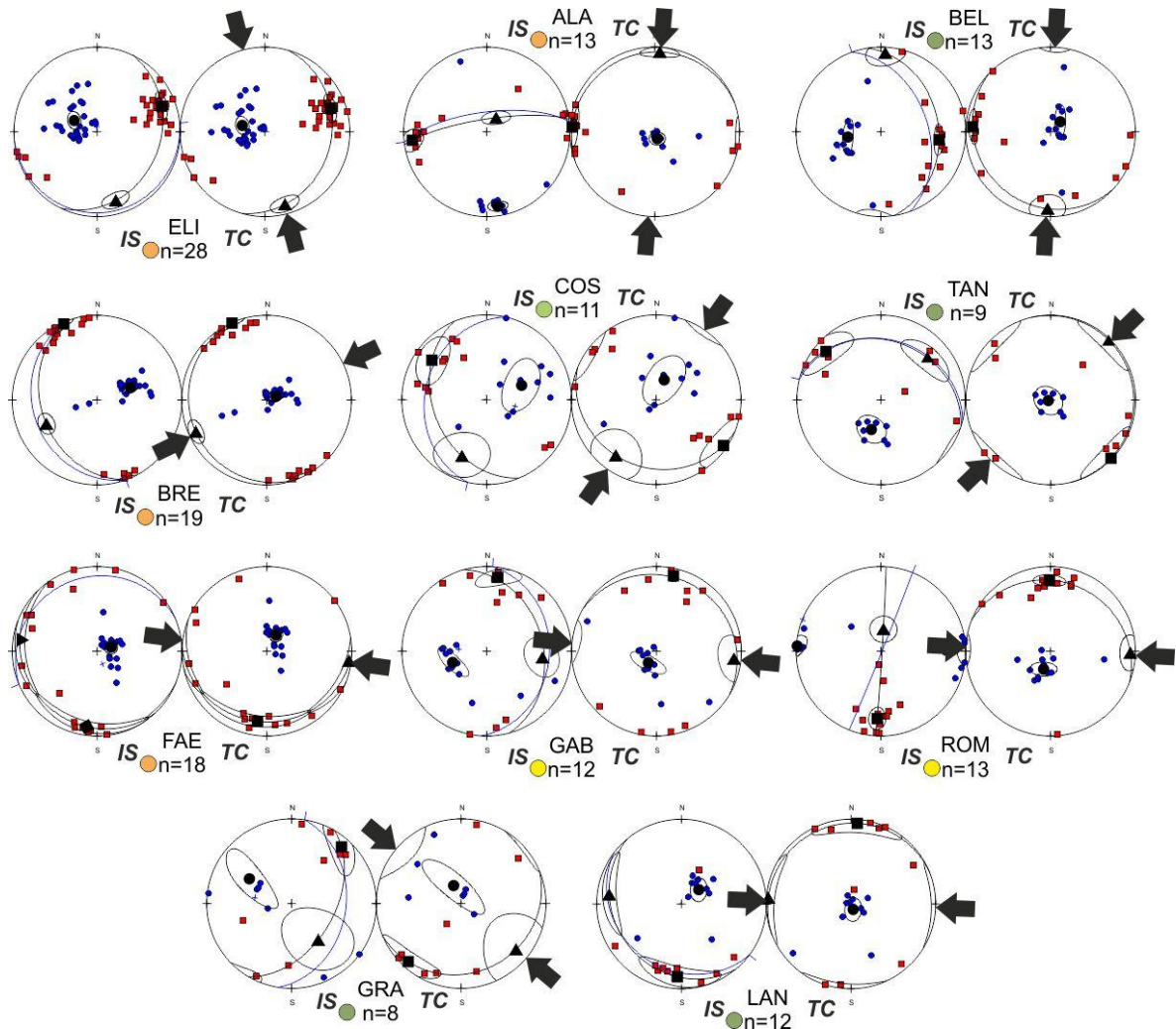
Lat : coordonnée latitude du site ; Lon : coordonnée longitude du site ; S₀ : direction de plongement et pendage de la stratification du site ; N : nombre d'échantillons analysé ; Km : susceptibilité moyenne du site ; Pj : degré d'anisotropie corrigé ; T : paramètre de forme ; K1_{in situ} et K3_{in situ} : direction et plongement des axes de susceptibilité K1 et K3 in situ ; K1_{tecto} et K3_{tecto} : directions et plongements des axes de susceptibilité K1 et K3 après débasculement de la S₀ ; Type : type de la fabrique.

Annexe III-t.



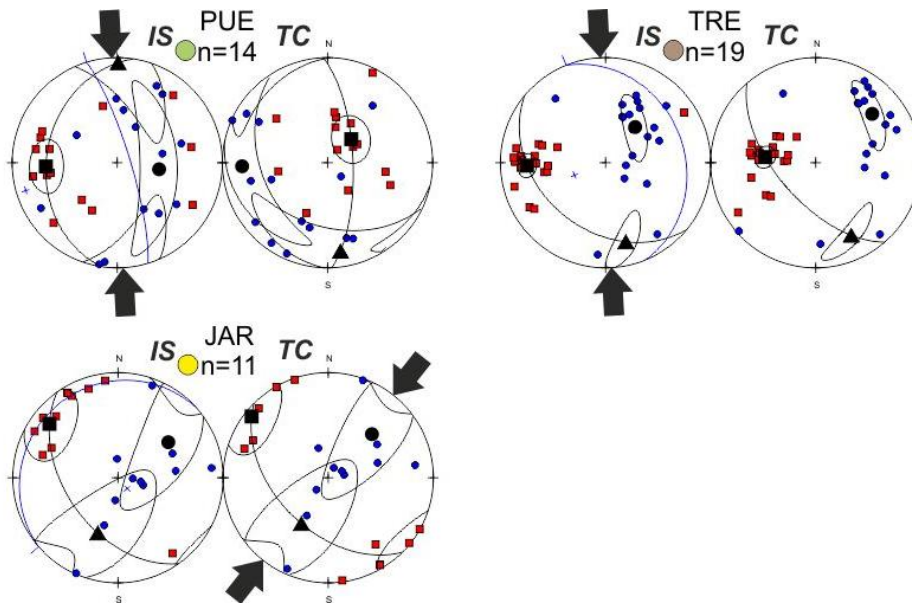
Fabriques de type I reconnues dans l'arc de Nice après débasculement du plan de stratification et in situ.

Annexe III-u.



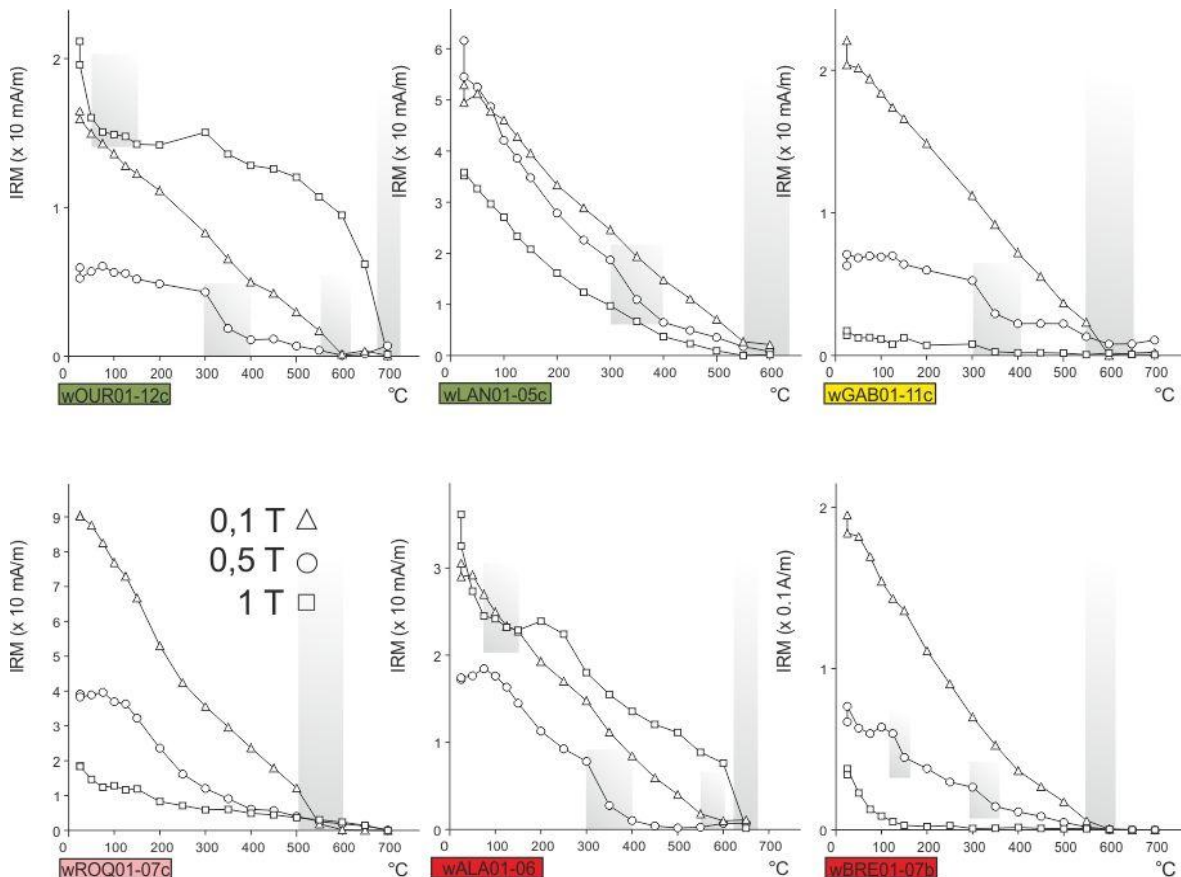
Fabriques intermédiaires de type II dans l'arc de Nice après débasculement du plan de stratification et in situ.

Annexe III-v.



Fabriques de type III dans l'arc de Nice après débasculement du plan de stratification et in situ.

Annexe III-w.



Spectres de désaimantation trois axes des faciès sédimentaires échantillonnés dans l'arc de Nice. Les zones grises indiquent l'intervalle thermique de la chute de l'aimantation rémanente à saturation.

Annexe III-x.

Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N/N ₀	D _{is} (°)	I _{is} (°)	D _{TC} (°)	I _{TC} (°)	α ₉₅ (°)	κ	minéralogie magnétique certaine - supposé
ROQ	43.767	7.456	236/11	6/10	338.1	61.6	317.5	61.9	7.1	89.6	magnétite
AUT	43.996	7.443	8/59	5/9	211.8	-32.6	209.6	22.4	15.9	24	<i>magnétite, FeS et goethite</i>
ALA	43.981	7.379	353/71	0/8	-	-	-	-	-	-	magnétite, FeS et goethite
BRE	43.827	7.343	250/25	0/18	-	-	-	-	-	-	magnétite, FeS et goethite
FAE	43.909	7.346	337/13	0/11	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite, FeS et goethite</i>
BRA	43.875	7.393	129/17	0/10	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
CAST	43.806	7.501	225/54	18/30	229	17.5	229.6	-36.4	7.4	23	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
CON	43.803	7.324	43/17	8/11	231.2	-59.1	228.6	-37.3	24.5	6.1	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
GAB	43.925	7.330	94/27	14/21	119.8	-27.1	131.4	-50.3	12.7	10.7	magnétite et sulfure de fer
ROM	43.799	7.486	112/89	0/15	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
JAR	43.795	7.353	319/11	0/6	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
BAR	43.854	7.357	83/18	0/6	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
SEM	43.744	7.337	347/50	9/15	262.7	76.4	329.9	37.4	20.3	7.4	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
BEG	43.777	7.332	245/74	0/9	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
CAS	43.821	7.363	234/30	4/8	165.6	67	211.9	37	12.2	57.6	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
PUE	43.795	7.272	73/80	4/11	86.1	45.3	84	-33.5	21	20.2	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
BOR	43.742	7.413	68/39	0/12	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
COS	43.732	7.384	283/28	0/6	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
LAG	43.749	7.370	330/55	0/8	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
OUR-A	43.817	7.491	223/63	15/19	36.9	23.9	341.4	83.7	13.4	9.1	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
OUR-B				14/19	353.5	62.7	251	42	5.4	54.7	
BEL	43.862	7.377	70/44	6/10	182.8	-37.6	201.5	-13	16.7	17.1	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
PRE	43.823	7.249	262/19	0/8	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
GRA	43.890	7.308	99/36	4/13	281.3	28.6	283.8	64.5	34.1	9.1	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
LAN	43.957	7.298	217/24	10/26	356	61.1	302.8	71.5	11.1	20	magnétite et sulfure de fer
PDE	43.760	7.416	319/04	0/13	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>
TAN	43.821	7.423	14/29	0/6	-	-	-	-	-	-	<i>magnétite et sulfure de fer</i>

Table des localisations et des résultats paléomagnétiques pour l'arc de Nice.

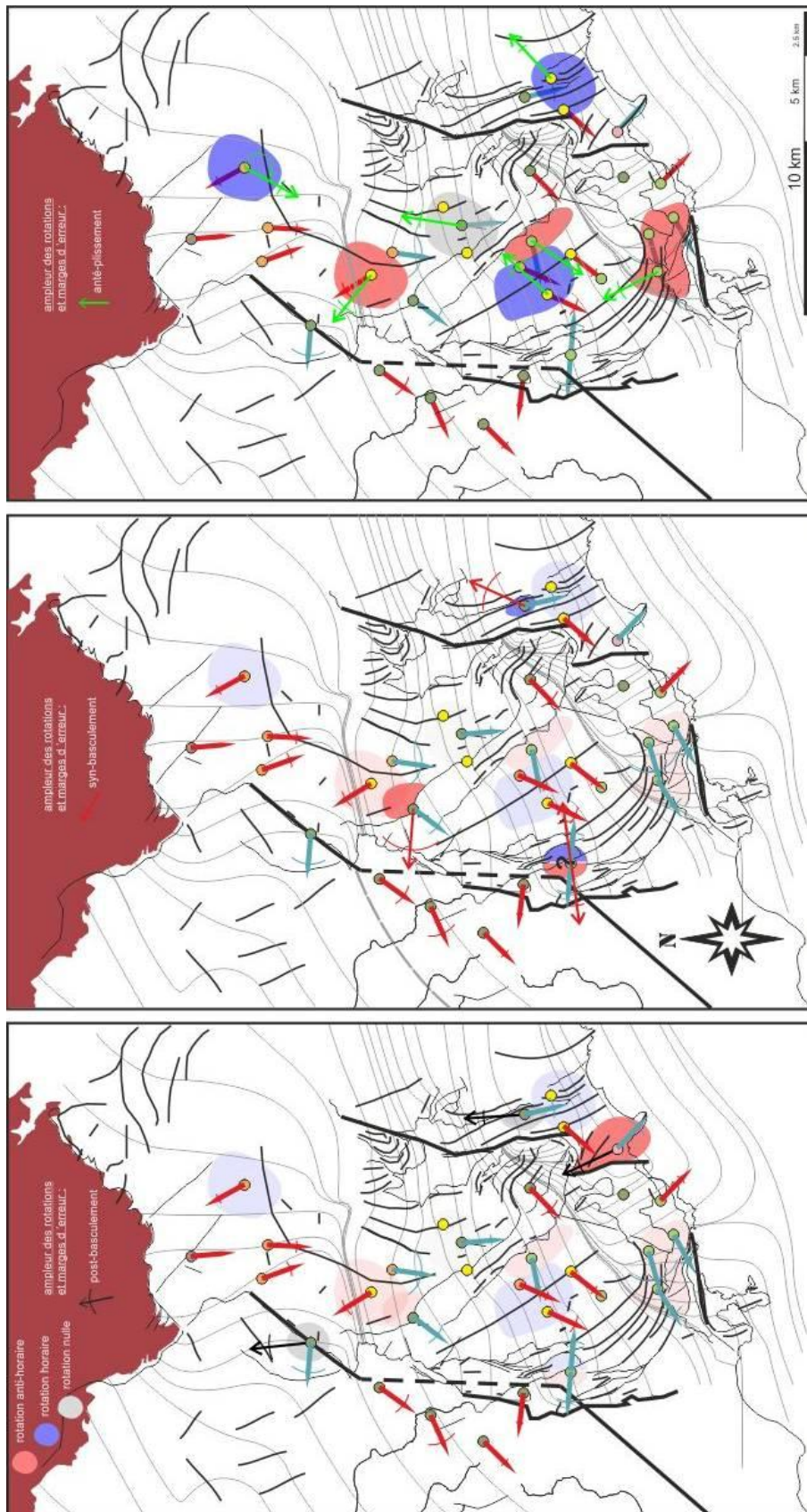
Lat : coordonnée latitude du site ; Lon : coordonnée longitude du site ; S₀ : direction de plongement et pendage de la stratification du site ; N/N₀ : nombre d'échantillons interprétable sur le nombre d'échantillons analysés ; D_{is} et I_{is} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site in situ ; D_{TC} et I_{TC} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site après débasculement ; α₉₅ et κ : angle de confiance à 95% et paramètre de dispersion.

Annexe III-y.

Site	N	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	κ	rot (°)	shallowing (°)	timing d'acquisition
ROQ	6	338.1	61.6	7.1	89.6	-25.3 ±10.3	-2.8 ±5	post-basculement (10Ma)
AUT	5	209.6	22.4	15.9	24	208.9 ±11.2	32.6 ±9.2	anté-basculement (30Ma)
CON	8	228.6	-37.3	18.2	6.1	42.1 ±24.5	-4.5 ±12.7	anté-basculement (35Ma)
CAST	18	229.6	-36.4	7.4	23	47 ±8	18.3 ±5.6	anté-basculement (35Ma)
GAB	14	131.4	-50.3	12.7	10.7	-51.2 ±14.5	-10.2 ±9.1	anté-basculement (35Ma)
SEM	9	329.9	37.4	20.3	7.4	-26.6 ±14	16.4 ±11.6	anté-basculement (120Ma)
CAS	4	211.9	37	9.7	57.6	-146.5 ±12.2	12.6 ±7.5	anté-basculement (120Ma)
PUE	4	-	-	21	20.2	82.1 ±10.9	-	syn-basculement (polarité normale)
PUE	4	-	-	21	20.2	-97.6 ±10.5	-	syn-basculement (polarité inverse)
OUR-B	14	353.3	62.7	5.4	54.7	-3.7 ±10.4	-1.7 ±5.6	post-baculement (10Ma)
LAN	10	356	61.1	11.1	20	-6.1 ±17.7	-7.3 ±7.3	post-basculement (10Ma)
BEL	6	201.5	-13	16.7	17.1	8.9 ±11.9	-34.6 ±10.1	anté-basculement (160Ma)
OUR-A	14	-	-	13.4	9.1	24.3 ±30.3	-	syn-basculement (10-160Ma)
GRA	4	-	-	34.1	9.1	-85.5 ±42.9	-	syn-basculement (10-160Ma)

Résultats de l'interprétation des directions d'aimantation de l'arc de Nice.

Pour les directions OUR-A, PUE et GRA, le timing d'acquisition n'ayant pu être déterminé, j'ai calculé la moyenne des rotations à chaque étape de débasculement. Les directions, inclinaisons et shallowing étant multiples elles n'ont pas été renseignées. Les valeurs de rotations et d'aplatissement (shallowing) ont été calculées par rapport aux pôles virtuels pour l'Europe à 10 Ma (85.0° lat, 155.7° lon, 3.1° α_{95}), 30 Ma (81.6° lat, 183.4° lon, 5.3° α_{95}), 35 Ma (81.2° lat, 173.4° lon, 4.6° α_{95}), 120 Ma (76.5° lat, 193.5° lon, 3.1° α_{95}) et 160 Ma (71.9° lat, 149.7° lon, 7.1° α_{95}).

Annexe III-z.

Ampleur et timing des rotations dans l'arc de Nice.

Les lignes grises correspondent au champ de déformation finie. Les directions ASM de raccourcissement sont indiquées, celles contenues dans une zone de rotation ont été corrigées de la rotation paléomagnétique correspondante.

Annexes chapitre IV

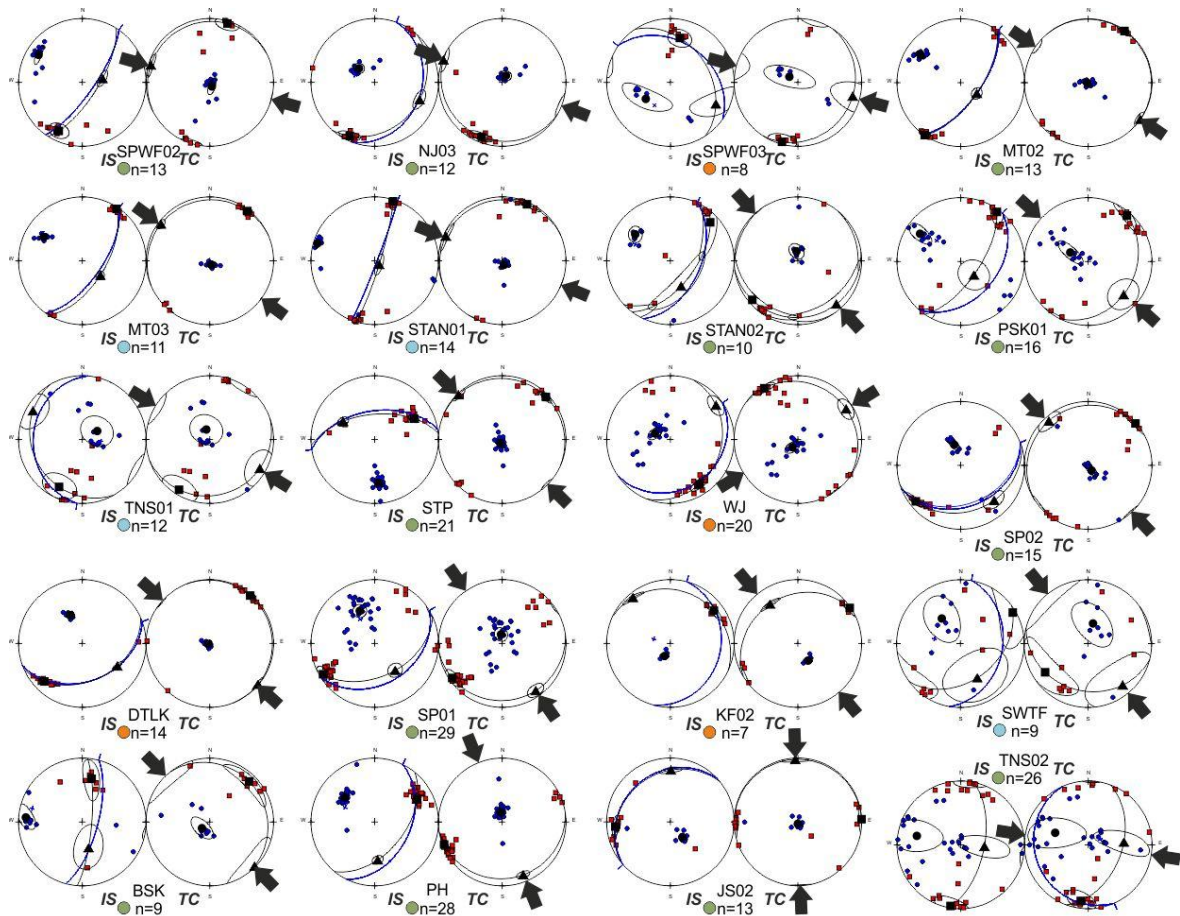
Annexe IV-a.

Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N	Km x10 ⁶	Pj	T	K1 _{in situ} (°)	K3 _{in situ} (°)	K1 _{tecto} (°)	K3 _{tecto} (°)	Type
TNS01	24.430	120.898	275/24	12	818.0 ±106.0	1.084 ±0.010	0.470 ±0.105	206/19	60/68	212/9	341/77	II
STAN01	24.549	120.936	111/87	14	806.7 ±370.4	1.123 ±0.043	0.536 ±0.136	17/3	287/7	24/4	157/84	II
MT03	24.599	120.923	115/65	11	729.8 ±24.4	1.107 ±0.008	0.540 ±0.105	33/3	302/30	37/3	157/85	II
SWTF01	24.657	120.968	100/34	9	270.0 ±46.4	1.043 ±0.011	0.221 ±0.211	60/5	323/50	236/20	14/63	II
TNS02	24.394	120.928	246/19	26	304.3 ±35.4	1.061 ±0.021	0.428 ±0.134	185/29	298/35	190/3	282/30	III
STAN02	24.532	120.962	115/51	10	362.9 ±92.2	1.068 ±0.008	0.659 ±0.117	46/14	307/32	229/7	352/78	II
MT02	24.584	120.934	126/65	13	334.2 ±23.5	1.070 ±0.012	0.403 ±0.115	215/0	305/25	35/1	229/89	II
NJ03	24.549	121.039	110/27	12	308.8 ±19.9	1.073 ±0.007	0.645 ±0.041	205/8	312/63	201/10	29/80	II
SPWF02	24.582	121.104	125/75	13	283.4 ±41.6	1.055 ±0.019	0.464 ±0.202	206/17	302/20	17/4	153/84	II
JS02	24.676	121.212	318/23	13	220.0 ±13.1	1.061 ±0.006	0.403 ±0.115	265/14	142/65	88/1	181/88	II
MK	25.019	121.988	265/20	10	184.1 ±16.5	1.034 ±0.005	-0.702 ±0.073	83/67	348/2	64/87	168/1	V
PSK01	24.985	121.769	131/41	16	294.0 ±25.1	1.042 ±0.009	0.902 ±0.059	36/4	304/24	40/6	297/64	II
KJ	25.165	121.656	130/15	29	267.9 ±75.5	1.014 ±0.010	0.615 ±0.589	189/2	288/80	10/7	175/83	I
PH	25.023	121.703	122/43	28	340.9 ±27.2	1.044 ±0.011	0.702 ±0.073	62/25	309/39	249/3	351/78	II
SP01	25.036	121.722	149/36	29	609.7 ±51.9	1.085 ±0.009	0.310 ±0.109	239/6	335/43	236/5	352/78	II
SP02	25.058	121.703	159/35	15	347.1 ±48.8	1.064 ±0.008	0.826 ±0.140	231/11	343/62	49/1	147/82	II
STP	25.006	121.669	350/54	21	311.8 ±81.7	1.039 ±0.014	0.504 ±0.234	62/31	174/33	46/5	204/85	II
BSK	25.020	121.808	105/70	9	173.2 ±63.12	1.036 ±0.019	0.581 ±0.352	12/31	75/12	44/13	232/77	II
DSK	25.002	121.746	336/42	23	291.7 ±48.2	1.053 ±0.015	0.390 ±0.154	235/11	333/33	245/14	153/9	IV
DTLK	25.018	121.876	160/40	14	282.1 ±25.1	1.041 ±0.009	0.635 ±0.145	225/17	336/50	40/2	249/88	II
KF02	24.892	121.854	105/22	12	288.9 ±25.2	1.040 ±0.009	0.540 ±0.099	53/16	205/72	56/2	149/65	II
PSK02	24.979	121.735	239/60	23	341.6 ±15.4	1.031 ±0.007	0.789 ±0.309	152/41	291/41	187/17	96/4	III
SPWF03	24.538	121.094	35/36	8	197.0 ±21.8	1.026 ±0.003	0.030 ±0.215	12/30	236/52	195/4	303/77	II
WJ	25.149	121.635	145/22	20	53.1 ±13.9	1.023 ±0.008	0.436 ±0.271	147/18	292/69	327/4	216/78	II
YMS	25.165	121.705	160/25	9	342.8 ±53.4	1.047 ±0.007	-0.857 ±0.095	328/57	228/6	298/80	48/4	V

Paramètres ASM des sites échantillonnés dans l'arc de Taipei.

Bleu clair : sites Plio-Pléistocène ; vert : sites miocènes ; orange : sites oligocènes ; Lat : coordonnée latitude ; Lon : coordonnée longitude ; S₀ : direction de plongement et pendage de la S₀ ; N : nombre d'échantillons ; Km : susceptibilité moyenne ; Pj : degré d'anisotropie corrigé ; T : paramètre de forme ; K1_{in situ} et K3_{in situ} : direction et plongement des axes de susceptibilité K1 et K3 in situ ; K1_{tecto} et K3_{tecto} : directions et plongements des axes de susceptibilité K1 et K3 après débasculement de la S₀ ; Type : type de la fabrique.

Annexe IV-b.



Fabrication magnétique représentative de type II et III dans l'arc de Taipei, avant et après débasculement du plan de stratification.

Annexe IV-c.

Site	N	Site mean directions		α_{95}	k	VGP	
		dec.	inc.			plat.	plon.
TS8601	5	217.0	-12.2	21.3	13.9	-50.4	290.3
TS8604	3	192.0	-19.6	28.4	19.9	-72.2	317.9
TS8607	7	208.7	-29.8	13.0	22.4	-62.0	280.7
TS8608	6	219.6	-13.7	12.0	32.0	-48.5	287.3
TS8609	4	196.5	-53.0	18.3	26.2	-72.5	232.0
TS8722	5	193.6	-22.3	20.4	15.0	-72.3	310.8
TS8725	4	187.2	-25.4	23.4	10.3	-77.6	325.4
MEAN	7	202.6	-25.5	13.8	23.5	-65.8	294.4

* dec = declination, inc. = inclination; α_{95} = 95% confidence interval; k = precision parameter; VGP = virtual geomagnetic pole positions: plat. = paleolatitude, plon. = paleolongitude.

Résultats paléomagnétique de Lee et al. (1991a) dans l'arc de Taipei.

Annexe IV-d.

Site	N/N ₀	Dec.	Inc.	α_{95}	k
KP01	8/8	28.1	27.6	10.2	30.2
KP02	6/8	32.2	14.1	12.1	31.8
KPS07	7/8	11.4	39.0	6.2	96.6
MC01	8/8	181.4	-36.0	5.4	104.9
MC03	9/11	223.6	-23.8	9.6	29.9
TI02	7/8	157.5	-41.8	5.6	115.6
TI06	8/10	209.7	-57.3	8.6	42.6
TI08	8/10	201.2	-51.6	5.1	118.2
KYS06	6/8	66.1	79.5	2.3	864.1
ST01	8/8	330.4	46.0	6.4	76.3
ST02	8/8	340.0	43.1	3.5	258.3
ST04	7/7	157.4	-50.2	7.3	69.8
ST05	10/10	154.9	-29.7	2.6	352.5
ST06	8/8	156.1	-27.9	2.1	705.4
ST07	5/5	164.2	-51.8	11.6	44.6
ST08	8/8	178.3	-54.3	4.6	148.8
ST10	6/8	164.9	-40.7	10.9	39.0
ST11	7/8	163.9	-55.5	6.2	94.6
ST18	8/8	310.6	10.1	12.2	21.6
ST19	7/8	161.1	-40.1	6.1	99.6
ST20	8/8	343.9	-31.4	4.6	144.0
NT01	7/8	204.1	-34.3	3.1	378.2
NT03	8/8	141.0	-48.5	3.2	300.8
NT04	9/9	163.0	-43.0	2.9	315.9
NT05	8/8	136.8	-55.5	5.7	97.0
NT06	8/11	15.4	15.6	11.6	23.8
NT07	9/9	192.5	-20.0	4.8	117.4
NT08	8/9	168.5	-31.5	8.9	39.6
NT09	3/5	158.2	-38.5	13.1	89.5
NT10	10/10	287.4	-38.3	5.2	88.6
NT12	7/7	210.7	-37.5	12.5	24.2
TY01	12/14	161.5	-55.3	10.2	19.1
TY02	6/12	350.8	2.3	8.5	63.7
TY03	6/13	344.3	16.1	7.4	83.9
TY04	11/12	38.0	43.0	7.4	39.2
TY05	8/8	142.8	-33.0	9.9	32.1
WC01	6/9	167.3	-64.5	7.6	77.9

N/N₀: Sample number accepted/Sample number measured

Dec. and Inc.: Declination and inclination

α_{95} and k: 95% confidence interval and the precision parameter

Plat and Plon: Paleo-latitude and paleo-longitude of the relative VGP position

Résultats paléomagnétiques de Lue et al. (1995) dans l'arc de Taipei.

Annexe IV-e.

Site name	N	Ds	Is	ks	α_{95}	Dg	Ig	kg	α_{95}	Bedding	Φ_s	Φ_g	Dec*	θ
NEC10	9	46.4	-35.3	31.4	8.8	40.7	-36.5	31.5	8.8	030/08°N	16.4	10.7	96.4	-50°
NEC11	8	60.8	-34.4	19.9	11.9	50.7	-42.8	19.9	11.9	022/15°N	38.8	28.7	118.8	-58°
NEC05	5	86.4	-32.8	25.0	13.9	75.0	-31.4	25.0	13.9	030/15°N	56.4	45.0	136.4	-50°
NEC06	7	156.7	-27.2	25.0	11.4	154.5	-45.0	24.9	11.4	075/15°N	81.7	79.5	161.7	-5°
NEC07	10	176.8	-18.3	24.3	9.5	155.6	-7.9	24.4	9.5	140/42°E	36.8	15.6	116.8	60°
NEC08	10	189.2	-22.5	18.8	10.8	160.5	-46.5	18.7	10.8	145/45°E	34.2	15.5	114.2	65°
NEC09	8	171.3	-41.3	43.5	7.9	157.6	-50.4	43.5	7.9	130/16°E	41.3	27.6	121.3	50°
NEC03	10	98.4	-36.5	23.7	9.6	72.7	-44.9	23.7	9.6	070/20°N	28.4	2.7	108.4	-10°
NEC04	7	229.8	-18.8	57.4	7.4	224.2	-35.6	57.6	7.4	170/20°E	59.8	54.2	139.8	90°
NEC9601	11	207.8	-20.4	46.1	6.5	215.3	-31.9	18.4	8.8	165/10°E	42.8	50.3	122.8	85°
NEC9602	13	194.3	-26.6	26.3	7.9	186.4	-31.9	26.3	7.9	170/10°E	24.3	16.4	104.3	90°
NEC9603	6	193.4	-27.3	17.6	14.9	189.2	-34.6	17.6	14.9	160/10°E	33.4	29.2	113.4	80°
NEC01	7	99.5	-30.4	46.9	8.2	90.2	-34.2	46.9	8.2	080/15°N	19.5	10.2	99.5	0°
NEC02	10	93.0	-34.2	22.2	9.9	89.8	-45.5	22.2	9.9	070/12°N	23.0	19.8	103.0	-10°
										Mean*	32.51	25.07		
										stdev.*	13.17	16.15		

N : number of samples for Fisher statistics

Ds & Is : site mean declination and inclination after tilting correction

Dg & Ig : site mean declination and inclination before tilting correction

ks & kg : precision parameter for Fisher statistics after and before tilting correction respectively

α_{95} & α_{95g} : 95% confidence interval for Fisher statistics after and before tilting correction respectively

Φ_s : Ds - (strike of bedding)

Φ_g : Dg - (strike of bedding)

Dec* : new Dec. ($\Phi_s + 80$; when the strike of bedding rotated to N80°E)

θ : rotation angle of the structures relative to the bedding N80°E (+: clockwise, -: counterclockwise)

* : site NEC06 not included

Résultats paléomagnétiques de Lee et al. (1998) dans la chaîne du Hsueshan.

Annexe IV-f.

Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N/N ₀	D _{-is} (°)	I _{-is} (°)	D _{-TC} (°)	I _{-TC} (°)	α ₉₅ (°)	κ
TNS01-B	24.430	120.898	275/24	7/17	3.9	34.2	348.7	30.4	12.9	23
TNS01-A	24.430	120.898	275/24	6/17	222.6	-26	209.4	-38.4	18.2	14.5
STAN01-B	24.549	120.936	111/87	17/27	1.5	38.7	60.7	17.1	6.6	30.5
STAN01-A	24.549	120.936	111/87	12/27	221.7	-15.5	218.5	19	9	24.1
STAN02-A	24.532	120.962	115/51	11/13	182.3	-18	205.6	-28.6	9.2	25.8
MT03-A	24.599	120.923	125/65	5/8	358	15.9	35.3	39.8	13	35.4
SWTF-B	24.657	120.968	100/34	4/16	345.2	2	350.1	15.2	13.3	48.9
SWTF-A	24.657	120.968	100/34	10/13	169.7	-21.9	186.1	-29.3	21.4	6.1
TNS02-B	24.394	120.928	133/19	16/21	359.0	25.4	8.1	37.6	22	8
MT02	24.584	120.934	126/65	3/10	-	-	-	-	-	-
NJ03-B	24.549	121.039	110/27	5/17	273.3	-33.7	276	-7.2	10.6	53.4
NJ03-A	24.549	121.039	110/27	15/17	196.4	-23.5	208.8	-21.6	6.4	37.1
SPWF02-B	24.582	121.104	125/75	12/22	349.1	43.4	81.2	43	8.2	28.6
SPWF02-A	24.582	121.104	125/75	18/22	178.5	-35.7	248.9	-38.2	9.6	13.9
JS02-B	24.676	121.212	318/23	16/26	5.5	44.4	354.3	27.1	6.3	34.9
JS02-A	24.676	121.212	318/23	16/26	227.8	-52.3	201.1	-46.6	6.1	37.8
MK-B	25.019	121.988	265/20	9/10	355.6	24.5	346.7	23.2	11.0	22.7
MK-A	25.019	121.988	265/20	6/10	155.0	-47.9	138.3	-38.3	22.2	10.1
PSK01-B	24.985	121.769	131/41	14/16	6.5	38.6	47.6	49.6	20.9	8.9
PSK01-A	24.985	121.769	131/41	10/16	-	-	-	-	-	-
KJ-B	25.165	121.656	130/15	9/10	0.4	43.2	14.2	51.4	6.6	62.7
PH-B	25.023	121.703	122/43	7/17	348.7	39.3	36.5	55.6	23.5	7.5
SP01-B	25.036	121.722	149/36	9/10	-	-	-	-	-	-
SP01-A	25.036	121.722	149/36	8/10	-	-	-	-	-	-
SP02-B	25.058	121.703	159/35	8/10	8.6	34.5	36.1	61.0	16.9	11.7
SP02-A	25.058	121.703	159/35	9/10	205.2	-7.3	214.6	-29.9	9.7	28.9
STP-B	25.006	121.669	350/54	9/10	-	-	-	-	-	-
STP-A	25.006	121.669	350/54	7/26	189.6	-45.2	183.8	7.9	15.0	17.3
BSK-B	44.000	6.753	105/70	6/10	16.6	20.3	34.6	5.4	20.4	11.7
BSK-A	44.000	6.753	105/70	6/10	-	-	-	-	-	-
DSK	43.879	7.233	336/42	0/10	-	-	-	-	-	-

Table des localisations et des résultats paléomagnétiques des sites miocènes et plio-pléistocènes dans l'arc de Taïpei.

Lat : latitude ; Lon : longitude ; S₀ : direction de plongement et pendage de la stratification du site ; N/N₀ : nombre d'échantillons interprétables sur le nombre d'échantillons analysés ; D_{-is} et I_{-is} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site in situ ; D_{-TC} et I_{-TC} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site après débasculement ; α₉₅ et κ : angle de confiance à 95% et paramètre de dispersion.

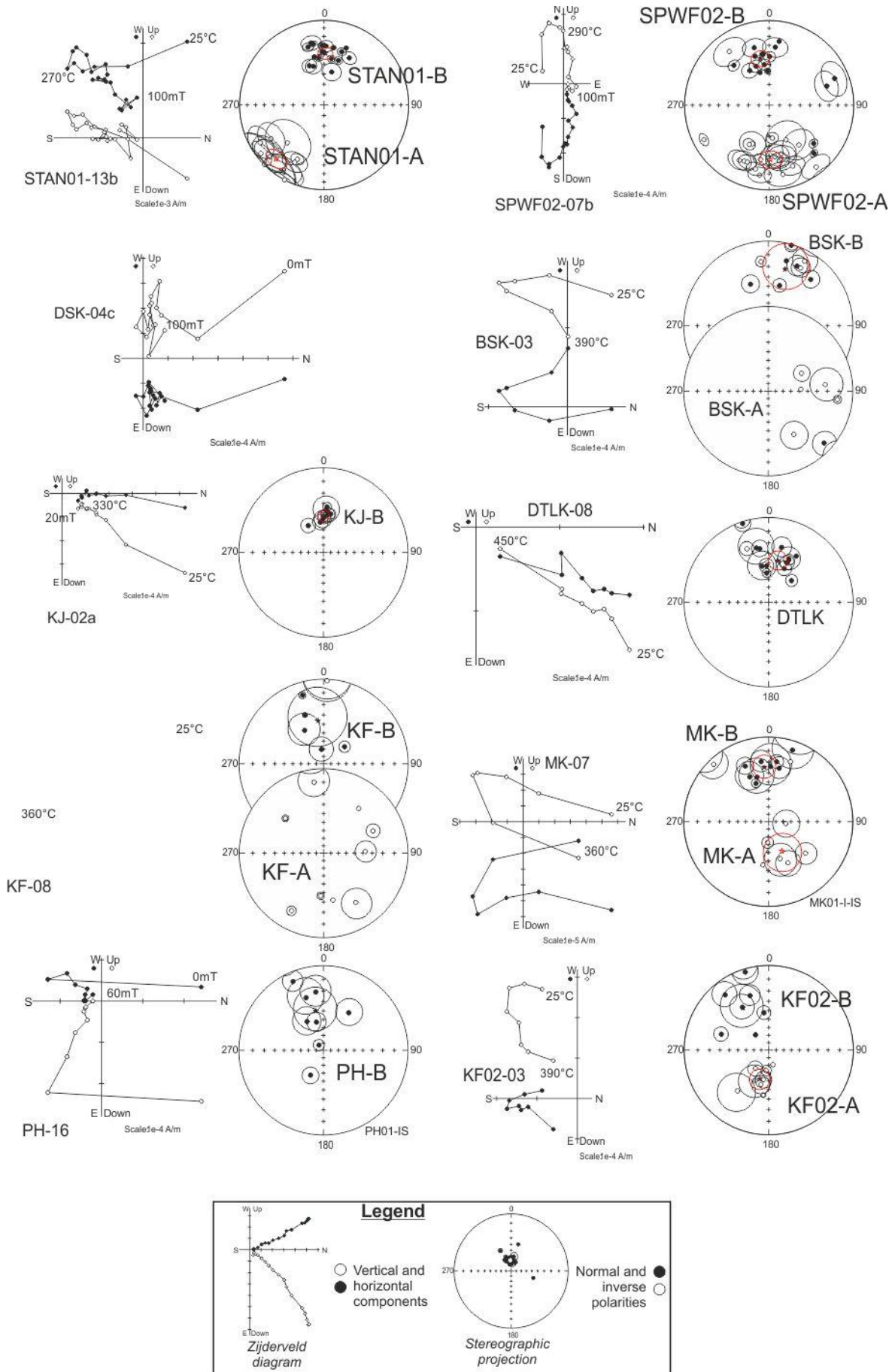
Annexe IV-g.

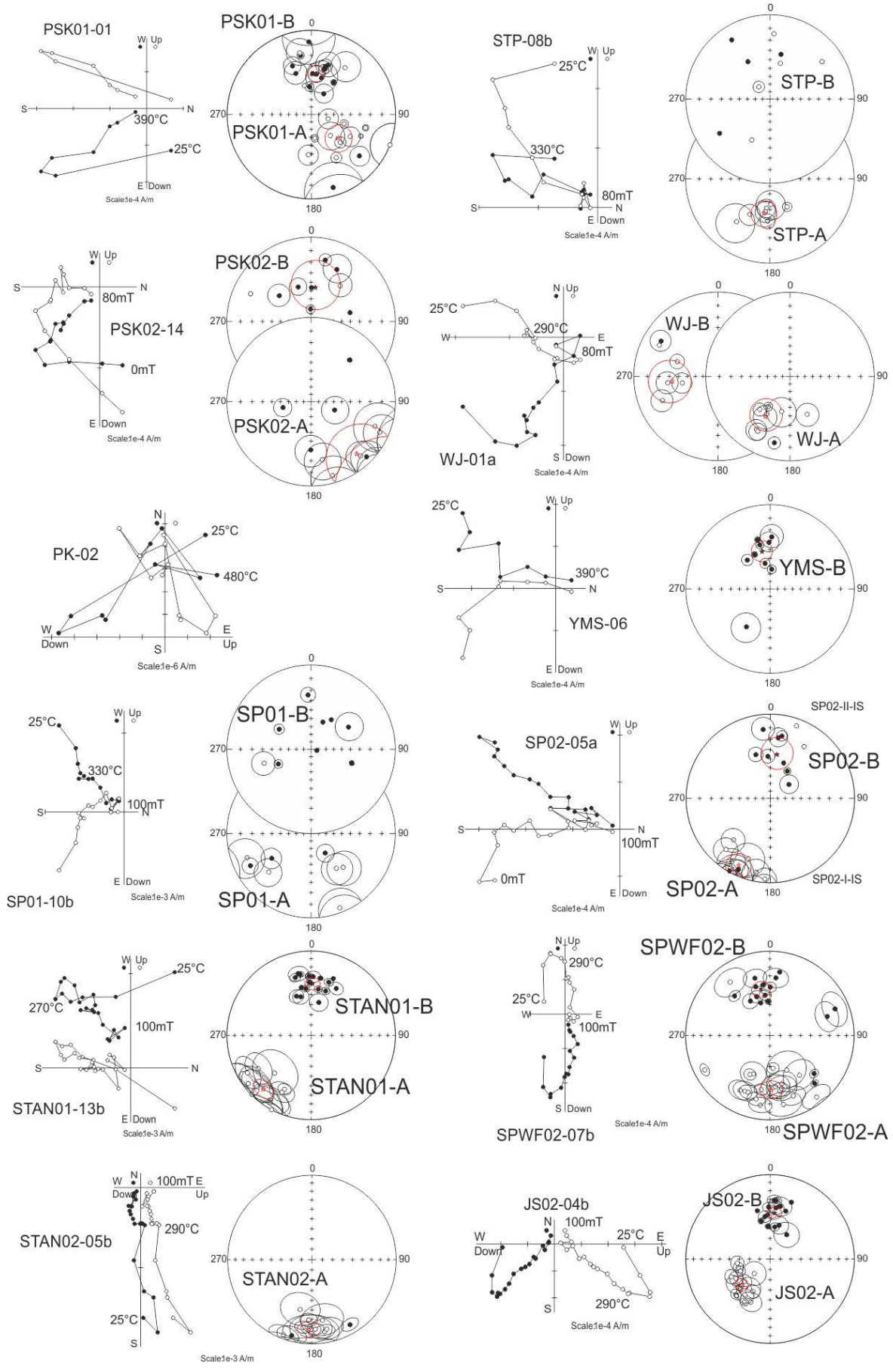
Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N/N ₀	D _{-is} (°)	I _{-is} (°)	D _{-TC} (°)	I _{-TC} (°)	α ₉₅ (°)	κ
PSK02-B	24.979	121.735	239/60	7/10	7.1	45.8	2925	47.0	27.9	5.6
PSK02-A	24.979	121.735	239/60	5/10	-	-	-	-	-	-
WJ-B	25.149	121.635	145/22	4/10	263.9	-32.4	272.9	-19.9	21.5	19.2
WJ-A	25.149	121.635	145/22	4/10	211.5	-31.7	226.4	-37.7	12.2	31.2
DTLK-B	25.018	121.876	160/40	12/14	12.5	36.9	53.1	63.3	10.3	18.8
KF02-B	24.892	121.854	105/22	7/8	328.6	29.3	326.9	7.9	9.1	21.2
KF02-A	24.892	121.854	105/22	8/8	197.3	-50.6	179.9	-37.3	12.3	21.2
YMS-B	25.165	121.705	160/25	8/9	347.8	41.2	354.4	65.8	11.8	23.1
SPWF03-B	24.538	121.094	35/36	14/16	359.4	38	7.5	7.0	11.8	23.1
SPWF03-A	24.538	121.094	35/36	15/16	-	-	-	-	-	-

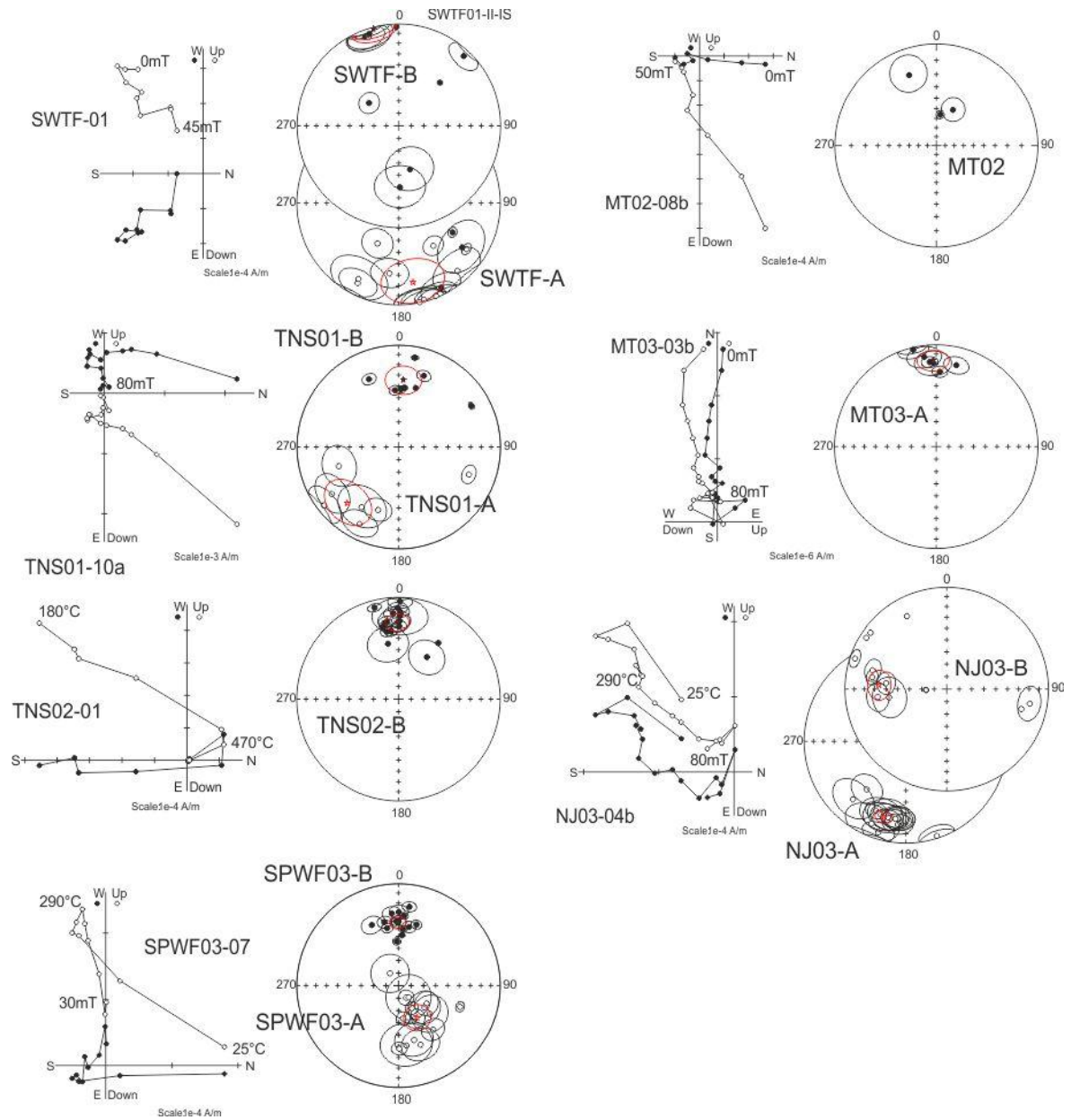
Table des localisations et des résultats paléomagnétiques des sites oligocènes dans l'arc de Taipei.

Lat : latitude ; Lon : longitude ; S₀ : direction de plongement et pendage de la stratification du site ; N/N₀ : nombre d'échantillons interprétables sur le nombre d'échantillons analysés ; D_{-is} et I_{-is} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site in situ ; D_{-TC} et I_{-TC} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site après débasculement ; α₉₅ et κ : angle de confiance à 95% et paramètre de dispersion.

Annexe IV-h.

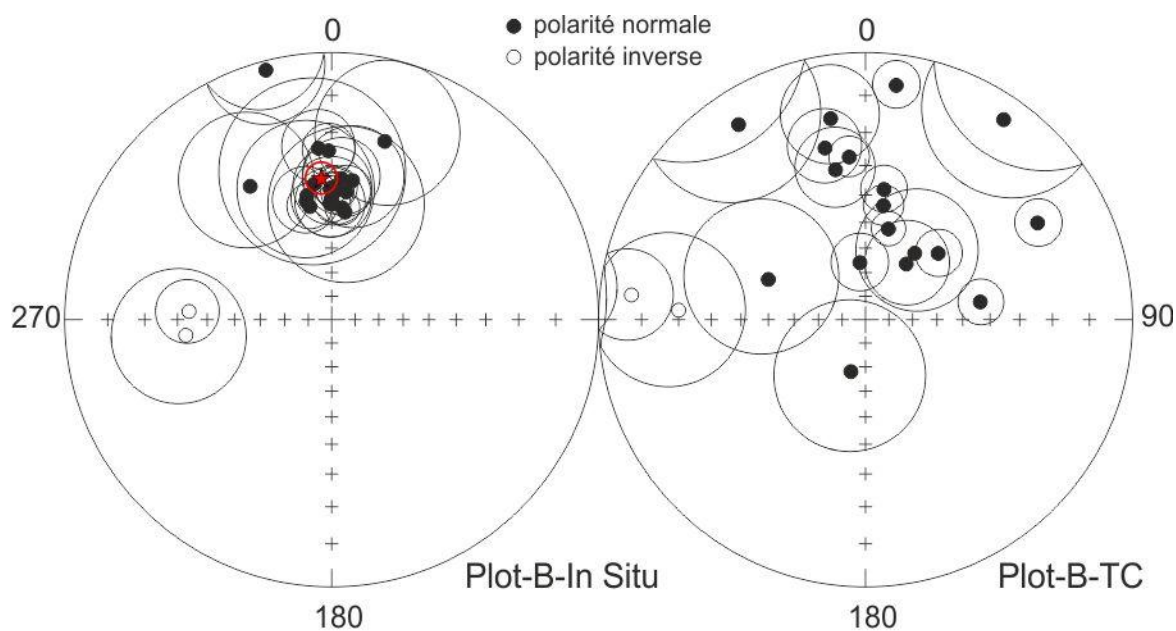






Diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation des sites échantillonnés dans l'arc de Taipei.

Annexe IV-i.



Site	N	D_{is} (°)	I_{is} (°)	α_{95} (°)	κ	rot (°)	shallowing (°)
TNS02-B	16	359.0	25.4	5.5	22	-4.2 ± 8	23.0 ± 4.7
TNS01-B	7	3.9	34.2	9.2	23	0.7 ± 12.9	14.6 ± 7.5
STAN01-B	17	1.5	38.7	5.6	30.5	-1.8 ± 6.6	10.1 ± 4.2
SWTF-B	4	345.2	43.9	7.1	48.9	-18.0 ± 13.3	4.9 ± 6.8
BSK-B	6	16.6	20.3	20.4	11.7	13.5 ± 23.7	29 ± 10.8
MK-B	9	355.6	24.5	6.2	22.7	2.7 ± 11.0	6.3 ± 4.4
KJ-B	9	0.4	43.2	6.6	62.7	-7.5 ± 6.9	24.9 ± 6.1
PH-B	7	348.7	39.3	18.3	7.5	-14.4 ± 23.5	10.1 ± 14.1
PSK01-B	14	6.5	38.6	7.2	20.9	3.4 ± 8.9	10.7 ± 5.6
SP02-B	8	8.6	34.5	12.3	11.7	5.4 ± 16.9	14.9 ± 9.8
JS02-B	16	5.5	44.4	6.1	34.9	2.4 ± 6.3	4.5 ± 4.3
SPWF02-B	12	349.1	43.4	7.5	28.6	-14.1 ± 8.2	5.5 ± 5.4
YMS-B	8	347.8	41.2	9.8	23.1	-15.3 ± 11.8	8.3 ± 7.3
KF02-B	7	328.6	29.3	21.2	9.1	-34.6 ± 23.6	19.9 ± 11.8
PSK02-B	7	7.1	45.8	25.9	5.6	3.8 ± 27.8	3.4 ± 17.9
SPWF03-B	14	359.4	38	5.7	49.3	-3.8 ± 5.9	10.7 ± 3.8
Moyenne	16	357.9	34.0	5.7	30.5	-5.2 ± 6.8	10.9 ± 4.5
WJ-B	4	263.9	-32.4	21.8	18.8	80.8 ± 23.8	17 ± 12.4
NJ03-B	7	271.7	-34.1	7.7	61.9	90.1 ± 8.7	15.1 ± 6.3

Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une composante B. La table précise les valeurs d'aimantation in situ et les rotations et aplatissement (shallowing) par rapport au pôle virtuel pour l'Eurasie à 0 Ma (86.3° lat, 172° lon, $2.6^\circ \alpha_{95}$).

Annexe IV-j.

Site	N	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	κ	rot (°)	shallowing (°)
Hsueshan Range NE, 10% débasculement							
DTLK-A	12	194.3	-40.3	10.3	18.8	11.2 ±8.5	9.1 ±6.4
KF02-A	8	195.0	-49.6	12.3	21.2	11.8 ±12.9	0.3 ±8.4
TS8601	5	206.9	-18.6	21.3	13.9	23.7 ±11.9	30.7 ±11.2
TS8604	3	199.6	-34.1	28.4	19.9	16.5 ±19.8	15.2 ±16.3
TS8722	5	201.9	-41.9	20.4	15	18.8 ±17.0	7.5 ±12.6
TS8725	4	185.8	-37.8	23.4	10.3	2.6 ±17.7	11.5 ±13.9
Moyenne	6	197.6	-37.3	10.0	46.2	14.5 ±12.2	11.9 ±6.1
Foothills, 50% débasculement							
WJ-A	6	218.1	-47.9	12.2	31.2	35.2 ±9.5	1.6 ±7.4
SP02-A	9	208.3	-19.1	9.7	28.9	25.1 ±6.0	30.2 ±5.3
STP-A	7	184.4	-18.8	15.0	17.3	1.3 ±8.6	30.5 ±8.0
TS8608	6	218.9	-12.0	12.0	32.0	35.8 ±6.7	37.4 ±6.3
TS8609	4	183.4	-34.2	18.3	26.2	0.3 ±12.9	15.1 ±10.6
KP01	8	204.5	-17.8	10.2	30.2	21.4 ±6.1	31.5 ±5.6
KP02	6	209.7	-17.8	12.1	31.8	26.6 ±7.1	31.5 ±6.5
MC01	8	179.4	-15.9	5.4	104.9	-3.7 ±3.9	33.4 ±3.3
MC03	9	222.6	-10.2	9.6	29.9	39.5 ±5.5	39.1 ±5.1
NT06	8	196.9	-8.4	11.6	23.8	13.8 ±6.4	41.0 ±6.1
Moyenne	11	199.9	-36.7	9.0	45.8	17.9 ±11.1	28.0 ±5.8

Résultats retenus du test du pli et de l'inclinaison pour la branche Est de l'arc de Taipei. Les valeurs de rotations et d'aplatissement (*shallowing*) ont été calculées par rapport au pôle virtuel de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 1991) à 10 Ma (84,1° lat, 149,1° lon et 2,2° α_{95}).

Annexe IV-k.

Site	N	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	κ	rot (°)	shallowing (°)
Miocène N, 100% débasculement							
ST01	8	330.4	-46.0	6.4	76.3	-33.6 ±7.0	4.9 ±4.7
ST02	8	340.0	-43.1	3.5	258.3	-24.0 ±4.9	7.7 ±3.3
ST04	7	157.4	-50.2	7.3	69.8	-26.6 ±8.5	0.7 ±5.4
ST10	7	165.1	-42.5	11.1	99.5	-23.1 ±11.6	9.3 ±7.1
NT08	8	168.5	-31.5	8.9	39.6	-15.5 ±9.0	19.3 ±5.6
NT09	3	158.2	-38.5	13.1	89.5	-25.8 ±14.6	12.3 ±8.1
TY01	12	161.5	-55.3	19.1	10.2	-22.5 ±20.3	-4.4 ±7.6
Moyenne	7	160.4	-43.7	6.7	82.9	-23.5 ±6.9	7.1 ±4.8
MK-A	6	155.0	-47.9	22.2	10.1	-28.1 ±23.8	1.4 ±14.6

Résultats des composantes d'aimantation A des sites de la branche Est de l'arc de Taipei révélant une rotation antihoraire. Les valeurs de rotations et de *shallowing* ont été calculées par rapport au pôle virtuel de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 1991) à 20 Ma (82,3° lat, 147,6° lon et 3,3° α_{95}). Les composantes des sites ST01 et ST02 ont été inversés afin de pouvoir calculer une direction moyenne.

Annexe IV-l.

Site	N	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	κ	rot (°)	shallowing (°)
Plio-Pléistocène NE, 90% débasculement, sauf STAN01 à 0% débasculement							
MT03-A	5	209.9	-39.6	13.0	35.4	26.6 ±14.5	9.3 ±8.0
TNS01-A	6	211.1	-37.6	18.2	14.5	27.9 ±19.7	11.1 ±10.8
SWTF-A	10	184.2	-29.0	21.4	6.4	1.1 ±22.7	19.9 ±11.9
Moyenne	3	201.1	-36.0	21.1	35.1	18.0 ±23.9	12.9 ±12.4
STAN01-A	12	221.7	-15.5	9.0	24.1	38.5 ±10.5	33.2 ±5.0
Miocène NE, 50% débasculement							
JS02-A	16	212.0	-50.4	6.1	37.8	28.8 ±6.9	1.5 ±4.4
STAN02-A	11	193.5	-26.4	9.2	25.8	33.7 ±10.0	0.4 ±6.6
NJ03-A	15	202.9	-23.6	5.9	43.4	10.4 ±6.1	22.4 ±5.3
SPWF02-A	18	216.9	-49.2	9.6	13.9	33.7 ±10.0	0.4 ±6.6
Moyenne	4	205.0	-37.8	19.1	24.2	21.8 ±21.4	11.1 ±11.4

Résultats des composantes d'aimantation A des sites de la branche Ouest de l'arc de Taipei. Les valeurs de rotations et d'aplatissement (*shallowing*) ont été calculées par rapport au pôle virtuel de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 1991) à 10 Ma (84,1° lat, 149,1° lon et 2,2° α_{95}).

Annexe IV-m.Table 2
Paleomagnetic analysis results

	Dg	Ig	κ/α_{95}	Dc	Ic	κ/α_{95}
<i>Sample</i>						
HT1-01	77.3	-35.3		87.8	-36.4	
HT1-02	83.3	-39.2		95	-36.8	
HT1-03	79	-41.3		91.9	-39.8	
HT1-05	103.2	-34.5		111.3	-27.6	
HT1-06*	151.8	-36.1		154.2	-21.7	
HT1-07	76.8	-32.9		86.5	-32.5	
HT1-08*	141.9	-37.5		145.8	-24	
HT1-09*	126.8	-40.3		133.4	-28.7	
HT1-10*	152.7	-42.4		155.6	-28	
HT1-11	97.9	-32.2		105.7	-26.5	
Mean a (N=10, all sample)	108.1	-41.1	11.0/ 15.2	117.6	-32.8	11.02/ 15.2
Mean b (N=6, without *)	86.4	-36.3	66.33/ 8.3	96.7	-33.6	65.23/ 8.4
HT2-01	110.7	-39		119.2	-30.3	
HT2-02	124.8	-32.4		130	-21.4	
HT2-04*	150.5	-34.9		153	-20.6	
HT2-05	82.2	-31.9		91.2	-30.2	
HT2-09*	48.7	-53.1		60.4	-46.2	
HT2-10	62.3	-42.9		69	-34.3	
HT2-12	79.1	-53.7		85.4	-43.1	
HT2-13*	46.5	-44.5		56	-38.2	
HT2-14*	146.9	-55.6		139	-45.5	
HT2-15	85.2	-38.3		88.3	-27.2	
Mean a (N=10, all sample)	94.1	-48.3	8.75/ 17.3	100.2	-38.2	7.93/ 18.3
Mean b (N=6, without *)	91.6	-41.6	17.85/ 16.3	97.9	-32.8	15.2/ 17.7
HT3-01	80.4	-45.7		104.3	-33.9	
HT3-03	50.8	-46.6		84.5	-47.9	
HT3-04	53.7	-42.8		82.9	-43.8	
HT3-06	40.2	-51.1		82.3	-56.1	
HT3-07*	241.7	-43.7		245.5	-24.5	
HT3-08*	241.9	-25.3		243.6	-6.2	
HT3-09*	241.5	-39.4		244.9	-20.2	
HT3-10'	189.6	-30		198.6	-21.7	
HT3-11'	169.3	-40.4		185.7	-37.8	
Mean a (N=4, without * and ')	56.6	-47.5	45.27/ 13.8	89.5	-45.8	45.27/ 13.8
Mean b (N=3, with *)	241.7	-36.1	71.0/ 14.7	244.6	-17	71.2/ 14.7
HT4-01	72.6	-46.2		78.6	-36.3	
HT4-02	76.4	-31.6		79.6	-21.4	
HT4-03	72.6	-49.5		79.3	-39.5	
HT4-04	70.9	-50.5		78.1	-40.7	

Résultats paléomagnétiques Chang et al., 2003a.

Table 2 (continued)

	Dg	Ig	κ/α_{95}	Dc	Ic	κ/α_{95}
<i>Sample</i>						
HT4-07	60.2	-40.9		86.1	-39.1	
HT4-08	70.4	-37.8		91.5	-31.9	
HT4-09	67.4	-39.8		90.7	-34.8	
HT4-10	96.6	-45.8		115.3	-27.7	
HT4-11	72.7	-41.2		95.8	-33.8	
Mean (N=9, all samples)	73.1	-43	76.0/ 5.9	88.5	-34.5	46.77/ 7.6
<i>Site</i>						
HT1 (mean b)	86.4	-36.3		96.7	-33.6	
HT2 (mean b)	91.6	-41.6		97.9	-32.8	
HT3 (mean a)	56.6	-47.5		89.5	-45.8	
HT4	73.1	-43		88.5	-34.5	
Mean (N=4)	77.7	-42.9	44.22/ 14.0	93.3	-36.7	125.03/ 8.2

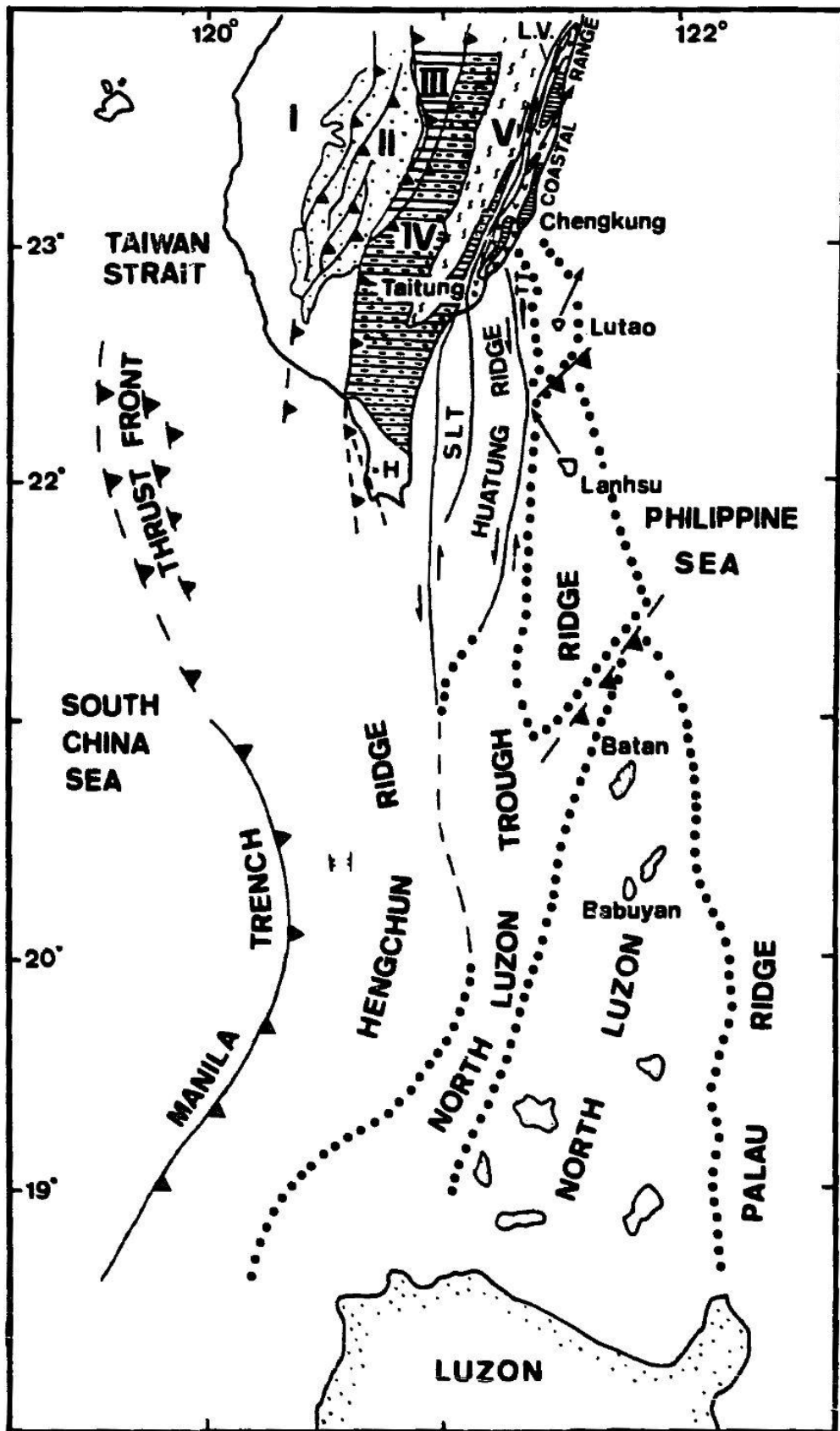
Angles are in degrees. Stereographic plots and locations are shown in Fig. 8.

Dg, Ig: declination and inclination before tilting correction.

Dc, Ic: declination and inclination after tilting correction.

 κ/α_{95} : precision parameter and 95% confidence interval.

Annexe IV-n.



Provinces géologiques entre Taiwan et Luzon. D'après Huang et al., 1992.
 SLT : bassin longitudinal du Sud ; TT : bassin de Taitung. Les flèches représentent les déclinaisons paléomagnétiques mesurées dans la chaîne côtière (20-40°), à Lutao (14,6°) et à Lanhsu (340°).

Annexe IV-o.

Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N	Km x10 ⁶	Pj	T	K1 _{in situ} (°)	K3 _{in situ} (°)	K1 _{secto} (°)	K3 _{secto} (°)	Type
LI01	22.528	120.663	101/38	27	367.0 ±12.9	1.075 ±0.019	0.516 ±0.342	130/50	308/40	120/15	348/68	I
LI02	22.529	120.697	96/24	18	254.0 ±35.0	1.099 ±0.024	0.065 ±0.338	68/15	275/74	248/7	99/82	II
FN01	22.264	120.713	59/63	22	293.1 ±36.5	1.037 ±0.015	0.345 ±0.414	1/10	262/43	181/18	7/72	II
FN02	22.281	120.691	85/72	16	325.9 ±53.4	1.054 ±0.029	0.257 ±0.461	4/13	270/20	190/5	26/85	II
FN03	22.280	120.725	277/72	17	227.0 ±15.8	1.059 ±0.018	0.7644 ±0.162	280/68	100/22	98/4	246/85	I
LV	22.233	120.687	44/7	12	277.4 ±16.1	1.035 ±0.005	0.836 ±0.028	156/0	248/84	156/3	344/87	II
TM01	22.171	120.752	235/52	10	296.8 ±19.9	1.040 ±0.019	0.191 ±0.394	325/22	121/66	314/7	221/27	III
TM02	22.173	120.751	345/24	14	297.8 ±12.7	1.045 ±0.007	0.045 ±0.140	271/5	170/64	273/1	156/88	II
MDN	22.156	120.823	315/85	18	378.7 ±20.9	1.077 ±0.009	0.257 ±0.286	52/24	319/7	22/7	150/80	II
WJKS	22.077	120.887	126/17	25	286.4 ±26.4	1.053 ±0.013	0.749 ±0.082	148/15	306/74	324/2	227/75	II
LF	22.040	120.851	197/10	16	315.1 ±12.4	1.023 ±0.007	0.048 ±0.398	253/14	19/68	251/77	44/82	II

Paramètres ASM des sites échantillonnés dans la péninsule de Hengchun.

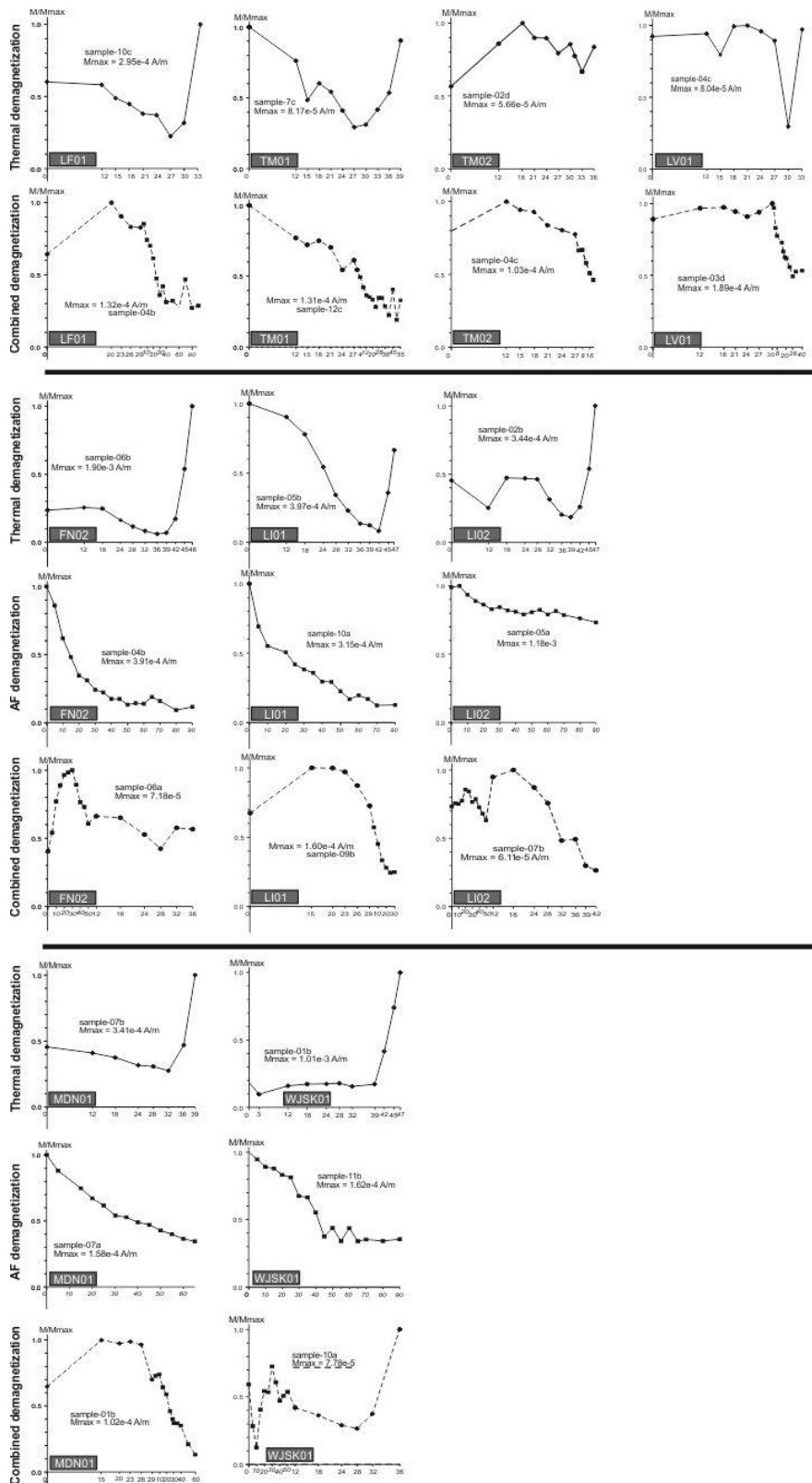
Annexe IV-p.

Site	lat (°)	lon (°)	S ₀ (°)	N/N ₀	D _{-is} (°)	I _{-is} (°)	D _{-TC} (°)	I _{-TC} (°)	α ₉₅ (°)	k
LI01-B	22.528	120.663	101/38	8/22	0.3	37.5	29.3	34.8	13.5	17.9
LI01-A	22.528	120.663	101/38	15/22	224.2	-28.6	233.5	-4.7	8.7	20.2
LI02-B	22.529	120.697	96/24	8/13	15.4	32.7	28.6	25.9	11.6	23.8
LI02-A	22.529	120.697	96/24	9/13	197.7	-32.1	210.2	-24.6	12.2	15.4
FN01-B	22.264	120.713	59/63	12/26	16.2	37.4	31.7	1.9	9.4	22.3
FN01-A	22.264	120.713	59/63	9/26	-	-	-	-	-	-
FN02-B	22.281	120.691	85/72	7/26	337.3	33.1	23.9	24.2	19.4	10.6
FN02-A	22.281	120.691	85/72	5/26	209.6	-23	210.2	-22.1	22.2	12.9
FN03-B	22.280	120.725	277/72	10/26	359.8	41.3	325.5	6.6	14.2	12.5
FN03-A	22.280	120.725	277/72	7/26	-	-	-	-	-	-
LV	22.233	120.687	44/7	8/17	145.8	-27.2	142.2	-28.4	17.4	9.6
TM01-A	22.171	120.752	235/52	13/19	187.4	-25.5	148.7	-41.7	12.9	11.3
TM02-A	22.173	120.751	345/24	11/22	149.5	-13.1	145.7	-35.9	13.9	11.7
MDN-B	22.156	120.823	315/85	13/16	339.6	34.6	100.6	52.7	9.5	19.9
MDN-A	22.156	120.823	315/85	13/16	230.9	-52.3	230.9	-52.3	8.4	25.6
WJSK-B	22.077	120.887	126/17	16/27	3.9	10.5	7.9	19.1	15.3	6.8
WJSK-A	22.077	120.887	126/17	13/27	143.4	-35.4	140.9	-19.1	11.2	14.7
LF-B	22.040	120.851	197/10	8/16	357.4	43.2	4.7	50.4	19.9	8.7
LF-A	22.040	120.851	197/10	15/16	122.0	-22.3	120.3	-32.7	12.6	10.1

Table des localisations et des résultats paléomagnétiques pour le sud de Taiwan.

Lat : coordonnée latitude du site ; Lon : coordonnée longitude du site ; S₀ : direction de plongement et pendage de la stratification du site ; N/N₀ : nombre d'échantillons interprétable sur le nombre d'échantillons analysés ; D_{-is} et I_{-is} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site in situ ; D_{-TC} et I_{-TC} : azimuth et plongement de la composante moyenne d'aimantation déterminée pour le site après débasculement ; α₉₅ et κ : angle de confiance à 95% et paramètre de dispersion.

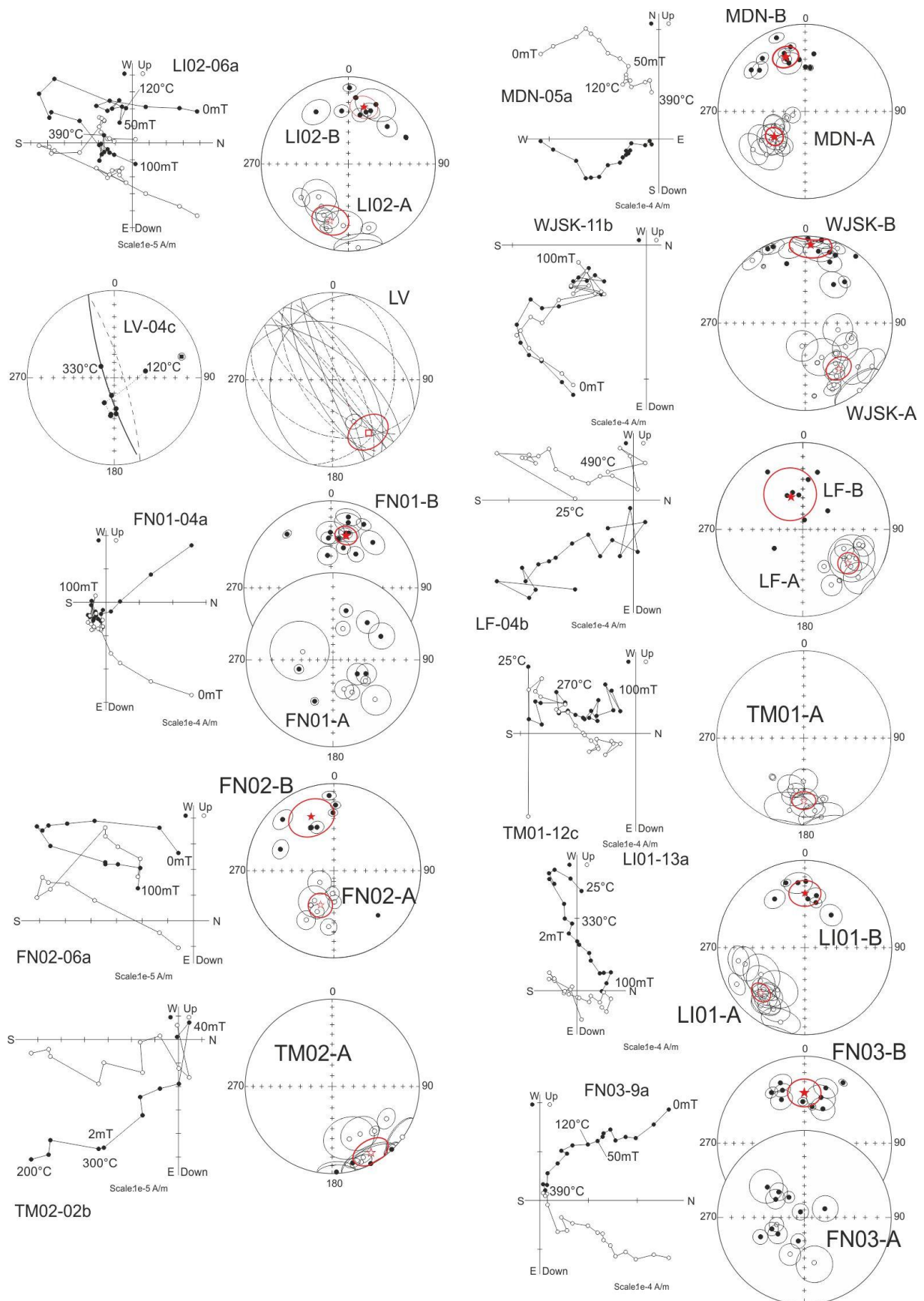
Annexe IV-q.



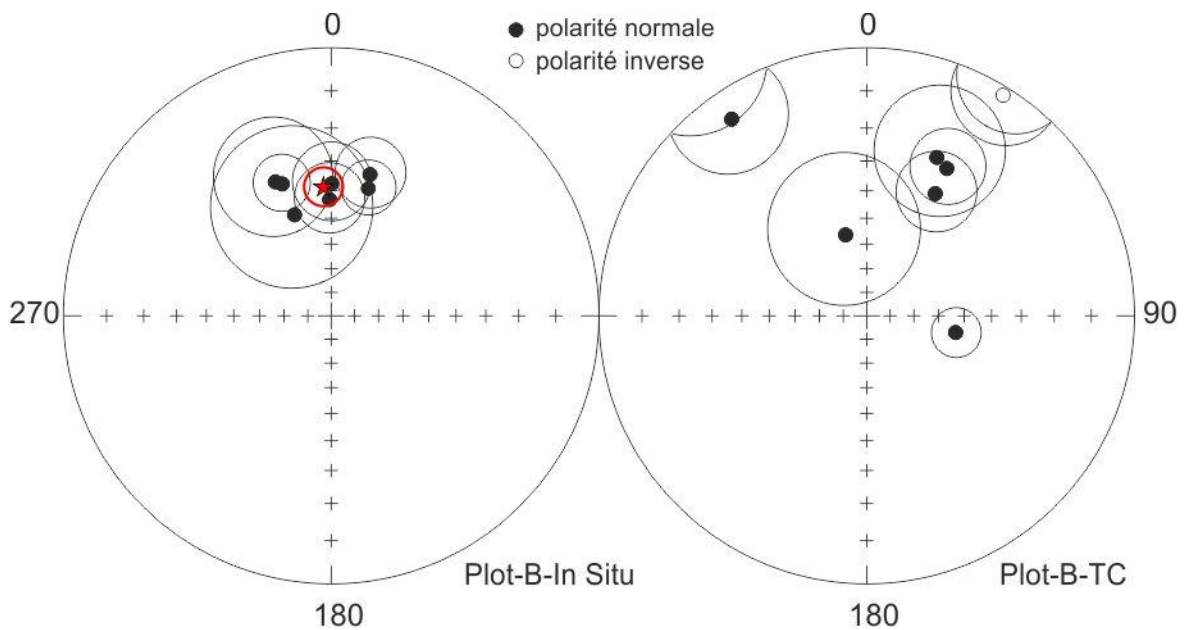
Courbes de désaimantation caractéristiques pour quelques sites échantillonnés dans le Sud de Taiwan.

L'axe des abscisses correspond, à des températures en dizaine de °C pour les désaimantations thermiques ; à des mT pour les désaimantations par champ alternatif. Pour les désaimantations combinées thermique puis AF, l'axe des abscisses indiquent en gras les températures en dizaine de °C et en italique les mT.

Annexe IV-r.



Diagrammes de Zijderveld et projections stéréographiques des directions d'aimantation des sites échantillonnés dans le Sud de Taiwan.

Annexe IV-s.

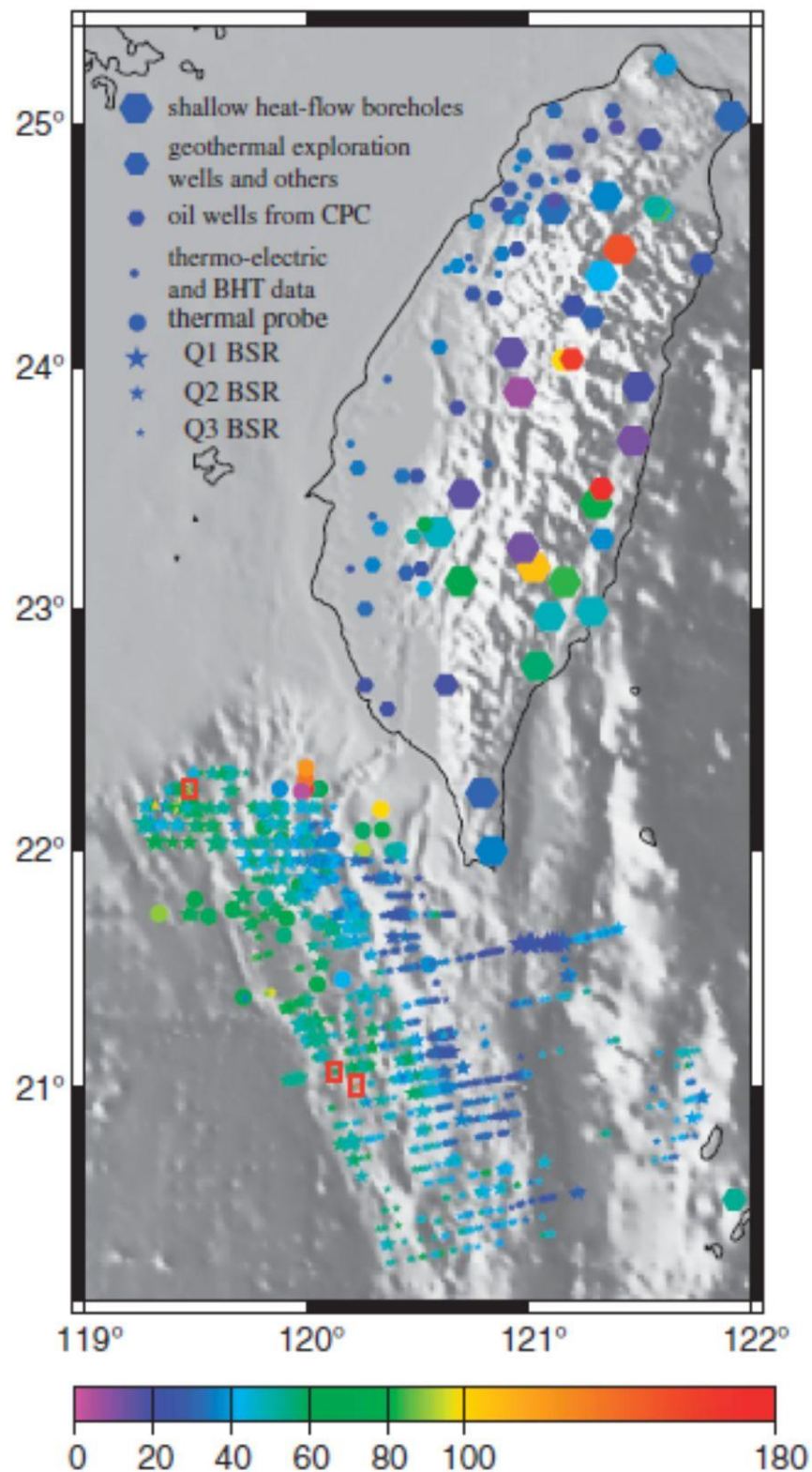
Site	N	D_{is} (°)	I_{is} (°)	α_{95} (°)	κ	rot (°)	$shallowing$ (°)
FN01-B	12	16.2	37.4	9.4	22.3	13.1 ±7.4	8.7 ±5.8
FN02-B	7	337.3	33.1	13.4	10.6	-25.9 ±19.4	13.0 ±11.1
FN03-B	10	359.8	41.3	11.8	12.5	-3.4 ±14.2	4.7 ±8.9
LI01-B	8	0.3	37.5	10.3	17.9	-2.9 ±11.5	9.0 ±8.1
LI02-B	8	15.4	32.7	8.2	23.8	12.2 ±11.6	13.7 ±6.8
MDN-B	12	339.6	34.6	7.9	19.9	-23.0 ±9.5	12.1 ±6.4
LF-B	8	357.4	43.2	19.9	8.7	-23.1 ±27.0	0.5 ±18.6
Moyenne	7	356.1	39.2	7.7	37.5	-6.9 ±9.2	2.4 ±6.0

Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une composante B. La table précise les valeurs d'aimantation in situ et les rotations et *shallowing* par rapport au pôle virtuel pour l'Eurasie à 0 Ma (86.3° lat, 172° lon, 2.6° α_{95}).

Annexe IV-t.

Site	N	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	κ	rot (°)	shallowing (°)
Sites non-métamorphiques Hengchun, 70% débasculement							
TM01-A	13	157.5	-38	12.9	11.3	-25.6 ±13.1	7.9 ±7.1
TM02-A	11	143.9	-32.1	16.1	11.2	-39.2 ±17	13.8 ±9.2
LF-A	11	126.3	-31.1	9.8	22.7	-56.8 ±10.8	14.7 ±5.7
WJSK-A	13	141.4	-24	11.2	14.7	-41.7 ±13	21.8 ±6.2
LV	8	143.9	-28.1	17.4	9.2	-39.8 ±18	17.7 ±9.7
HT1	10	115.2	-35.5	15.2	11.0	-66.4 ±10.9	15.2 ±8.9.
HT2	10	100.2	-38.28	18.3	7.9	-83.8 ±14.3	9.8 ±11.1
HT4	9	86.5	-34.5	7.6	46.8	-97.5 ±6.5	13.4 ±5.0
Moyenne	8	124.9	-34.7	14.5	17.7	-51.7 ±17.6	12.4 ±6.7
Sites métamorphiques Hengchun, 0% débasculement							
FN02-A	8	209.6	-23.1	22.2	12.9	26.5 ±23.0	23.1 ±11.9
LI02-A	9	197.7	-32.4	15.4	12.2	14.6 ±16.6	14.2 ±8.9
LI01-A	15	224.2	-29.0	8.7	20.2	41.6 ±9.0	17.7 ±5.1
MDN-A	13	230.9	-52.3	8.4	25.6	47.7 ±9.7	-6.3 ±6.0
Moyenne	4	214.5	-34.6	20.1	21.8	31.3 ±24.0	11.4 ±11.7

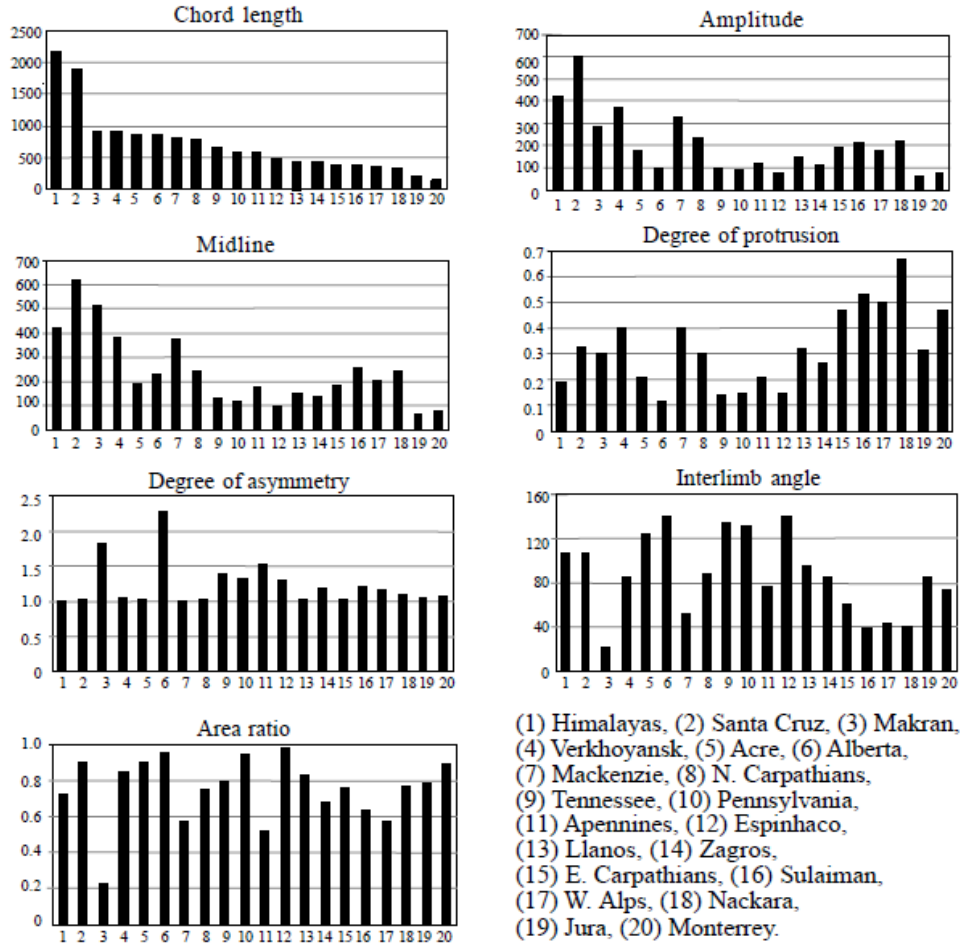
Résultats des tests du pli et de l'inclinaison pour les composantes A des sites échantillonnés dans le Sud de Taiwan. La table précise les valeurs d'aimantation in situ et les rotations et *shallowing* par rapport au pôle virtuel pour l'Eurasie à 0 et 10 Ma.

Annexe IV-u.

Gradients géothermiques mesurées de la zone de subduction à la zone de collision dans la région de Taiwan. D'après Chi et Reed, 2008.

Annexe chapitre V

Annexe V-a.



Paramètres décrivant la géométrie d'un arc pour une vingtaine d'exemples (Figure I-12). D'après Macedo et Marshak, 1999.

Références Bibliographiques

- Aharoni, A., 1996. Introduction to the Theory of Ferromagnetism. *Oxford University Press*.
- Alfvén, H., 1950. *Cosmical Electrodynamics*. Clarenton Press, Oxford.
- Aubourg, C., Pozzi, J.-P., Kars, M., 2012. Burial, claystones remagnetization and some consequences for magnetostratigraphy. Geological Society of London, Special Publications, doi: 10.1144/SP371
- Backus, G., Parker, R., Constable, C., 1996. *Foundations of Geomagnetism*. Cambridge university press.
- Baud, A., Nakerm, H.-A., Beauchamp, B., Beatty, T.W., Embry, A.F., Henderson, C.M., 2008. Lower Triassic bryozoan beds from Ellesmere island, High Arctic, Canada. *Polar Research*, **27**, 428-440.
- Beatty, T.W., Zonneveld, J.-P., Henderson, C.M., 2008. Anomalously diverse early Triassic ichnofossil assemblages in northwest Pangea: a case for a shallow-marine habitable zone. *Geology*, **36**, 771-774.
- Besse, J., Courtillot, V., 1991. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma. *Journal of Geophysical Researches*, **96**, 4 029–4 050.
- Bingham, C., 1964. Distributions on the sphere and on the projective plane. Ph.D Thesis, Yale University.
- Bloch, F., 1946. Nuclear Induction. *Physical Review*, **70**, 460-473.
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, **156**, 327-329.
- Bullard, E. C., 1949a. The magnetic field within the Earth. *Proceedings of the Royal Society of London*, **A197**, 433-453.
- Bullard, E. C., 1949b. Electromagnetic induction in a rotating sphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, **A199**, 413-443.
- Bullard, E. C., 1955 The stability of a homopolar dynamo. *Proceedings of Cambridge Philosophical Society*, **51**, 744-760
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geological terrains*. Blackwell, Boston, 319p.
- Cairanne, G., Aubourg, C., Pozzi, J.-P., 2002. Syn-folding remagnetization and the significance of the small circle test: examples from the Vocontian trough (SE-France). *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 1 151-1 159.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 13 917-13 951.
- Carcaillet, J., Boulès, D.L., Thouveny, N., Arnold, M., 2004. A high resolution authigenic ¹⁰Be/⁹Be record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, **219**, 397-412.
- Chang, C.P., Angelier, J., Lee, T.Q., Huang, C.-Y., 2003a. From continental margin extension to collision orogen: structural development and tectonic rotation of the Hengchun peninsula, southern Taiwan. *Tectonophysics*, **361**, 61-82.
- Chi, W.-C., Reed, D.L., 2008. Evolution of shallow, crustal thermal structure from subduction to collision: An exemple from Taiwan. *Bulletin of the Geological Society of America*, **120**, 679-690.
- Cobbold, P.R., 1979. Removal of finite deformation using strain trajectories. *Journal of Structural Geology*, **1**, 67-72.
- Cogné, J.-P., 2001. Paleomac: a McIntosh™ application for treating paleomagnetic data and making late reconstructions. *Geochemistry, Geophysic, Geosystem*, **4**, 1, 1007, doi: 10.1029/2001GC000227,2003.
- Cotillon, P., 1971. Le Crétacé inférieur de l'arc subalpine de Castellane entre l'Asse et le Var, stratigraphie et sédimentologie. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 313p.
- Cotillon, P., 1985. Hauts-fonds de la marge Nord-Est provençale au Crétacé inférieur. Un exemple de contrôle tectonique et bathymétrique. *Bulletin de la Section Scientifique*, **IX**, 25-38.
- Cowling, T. G., 1934. The magnetic field of sunspots. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, **94**, 39-48.

- Cox, A., 1975. The frequency of geomagnetic reversals and the symmetry of the nondipole field. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **13**, 35-52.
- Cox, A., 1981. A stochastic approach towards understanding the frequency and polarity bias of geomagnetic reversals. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **24**, 178-190.
- Dardeau, G., 1988. Tethyan evolution and Alpine reactivation of Jurassic extensional structures in the French « Alpes-Maritimes ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 651-657.
- Dardeau, G., de Graciansky, P.-C., 1987. Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la vallée de l'Estéron (Alpes Maritimes) et conséquences géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **III**, 1-10.
- David, S.D., 1990. La limite décrochante entre arc de Nice et arc de Castellane, analyse structurale et contexte géodynamique. *Mémoire de D.E.A, Université de Nice-Sophia Antipolis*, 57p.
- Delteil, J., Stéphan, J.-F., Attal, M., 2003. Control of Permian and Triassic faults on Alpine basement deformation in the Argentera massif (external southern French Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 481-496.
- Demory, F., 2004. Paleomagnetic dating of climatic events in Late Quaternary sediments of Lake Baikal (Siberia). Ph.D thesis, Université de Lille, France and Universität Postdam, Deutschland, 102p.
- Dunlop, D.J., 1995. Magnetism in rocks. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 2161-2174.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö, 1997. *Rock magnetism, fundamentals and frontiers*. Cambridge, University Press.
- Elmore, R. D., London, D., Bagley, D., Fruit, D. 1993. Remagnetization by basinal fluids: testing the hypothesis in the Viola limestone, southern Oklahoma. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 6 237-6 254.
- Elmore, R. D., Cates, K., Gao, G. Land, L., 1994. Geochemical constraints on the origin of secondary magnetizations in the Cambro-Ordovician Royer Dolomite, Arbuckle Mountains, southern Oklahoma. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **85**, 3-13.
- Elmore, R. D., Kelley, J., Evans, M., Lewchuk, M. T. 2001. Remagnetization and orogenic fluids: testing the hypothesis in the central Appalachians. *Geophysical Journal International*, **144**, 568-576.
- Elsasser, W. M., 1939. On the origin of the Earth's magnetic field. *Physical Reviews*, **55**, 489-498.
- Elsasser, W. M., 1956. Hydromagnetic dynamo theory. *Reviews of Modern Physics*, **28**, 135-163.
- Enkin, R.J., 2003. The direction-correction tilt test : an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**, 151-166.
- Evans, M.A., Elmore, R.D., Lewchuk, M.T., 2000. Examining the relationship between remagnetization and orogenic fluids: central Appalachians. *Journal of Geochemical Exploration*, **69-70**, 139-142.
- Fassbinder, J. W. E. and Stanjek, H., 1994. Magnetic properties of biogenic soil greigite (Fe₃S₄). *Geophysical Research Letters*, **21**, 2 349-2 352.
- Fischer, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, **217**, 295-305.
- Fuller, M., Williams, I., Hoffman, K. A., 1979. Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of the transitional fields. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **17**, 179-203.
- Gallet, Y., Krystyn, L., Besse, J., Saiddi, A., Ricou, L.-E., 2000. New constraints on the upper Permian and Lower Triassic geomagnetic polarity timescale from the Abadeh section (central Iran). *Journal of Geophysical Research*, **105**, 2 805-2 815.
- Gauss, C. F., 1833. *Intensitas vis magneticae terrestres ad mensuram absolutam revocata*. Gottingen.
- Gauss, C. F., 1839. *Algemeine Theorie des Erdmagnetismus*.
- Giannerini, G., 1980. Les formations continentales tertiaires de la bordure de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var). *Nature et origine des sédiments détritiques*. *Géologie Méditerranéenne*, **VII**, 307-316.
- Gilbert, W., 1600. *De Magnete*. Peter Short, London.
- Gillett, S.L., 2003. Paleomagnetism of the Notch Peak contact metamorphic aureole, revisited: pyrrhotite from magnetite + pyrite under submetamorphic conditions. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2446, doi: 10.1029/2002JB002386.
- Gratier, J.-P., 1987. L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. *Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles*, Rennes, **20**, 165p.

- Gratier, J.-P., Ménard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D., and Park, R.G. (eds), *Alpine Tectonics*, Geological Society Special Publication, **45**, 65-81.
- Haccard, D., Beaudoin, B., Gigot, P., Jorda, M., 1989. Notice explicative de la feuille La Javie. BRGM Editions, Service géologique national, Orléans, France.
- Hagedoorn, J.M., Greiner-Mai, H., Ballani, L., 2010. Determining the time-variable part of the toroidal geomagnetic field in the core-mantle boundary. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **178**, 1-2, 56-67.
- Halley, E., 1692. On the cause of the change in the variations of the magnetic needle; with an hypothesis of the structure of the internal parts of the Earth. *Phil. Trans. R. Soc., Lond.*, **17**, 470-478.
- Hartmann, G., 1544. Letter. Published in *Sz. Ges. Endkunde*, **32**, 112-136.
- Hatakeyama, T., Kono, M., 2002. Geomagnetic field model for the last 5 My time-averaged field and secular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **133**, 181-215.
- Henry, B., Rouvier, H., Le Goff, M., Leach, D., Macquar, J.-C., Thibieroz, J., Lewchuk, M.T., 2001. Paleomagnetic dating of widespread remagnetization on the southeastern border of the French Massif Central and implications for fluid flow and MVT mineralization *Geophysical Journal International*, **145**, 368-380.
- Hibsch, C., 1992. Apports de l'approche tectonosédimentaire pour l'analyse et la datation des paléocontraintes tectoniques. Applications en domaine tabulaire (tectonique permo-cénozoïque en Grande-Bretagne) et en domaine plissée (tectonique crétacée de l'arc de Castellane, S.E France). Implications géodynamiques. Ph.D Thesis, University of Paris-Sud, 188p.
- Hoffman, K.A., Day, R., 1978. Separation of multi-component NRM: a general method. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 433-438.
- Horacek, M., Brandner, R., Abart, R., 2007. Carbon isotope record of the P/T boundary and the lower Triassic in the Southern Alps: evidence for rapid changes in storage of organic carbon. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **252**, 347-354.
- Hounslow, M.W., Peters, C., Mork, A., Weitschat, W., Vigran, J.O., 2008. Bio-magnetostratigraphy of the Vikinghogda Formation, Svalbard (artic Norway) and the geomagnetic polarity timescale for the Lower Triassic. *Bulletin of the Geological Society of America*, **120**, 1 305-1 325.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, 37-82.
- Huang, C.-Y., Shyu, C.T., Lin, S.B., Lee, T.Q., Sheu, D.D., 1992. Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for late Neogene evolution of the Coastal Range. *Marine Geology*, **107**, 183-212.
- Institut of Geological Sciences, 1978. Annual mean values of geomagnetic elements 1978. *Geomagnetic Bulletin of Institute of Geological Sciences*, **10**, 296p.
- Irving, E., 1964. *Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems*. Wiley, New-York.
- Irving, E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, **270**, 304-309.
- Irving, E., Major, A., 1962. Post-depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment. *Sedimentology*, **3**, 135-143.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W., 2008. *Fundamentals of rocks mechanics*, fourth edition. Edited by Blackwell Publishing, 475p.
- Jelinek, V., 1981. Characterisation of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 60-67.
- Kent, D.V., 1973. Post-depositional remanence in deep-sea sediments. *Nature*, **246**, 32-34.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **62**, 699-718.
- Kolfschoten, T. van, Wilson, D., 2004, *A Geologic Time Scale 2004*: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 500 p.
- Korte, M. and Constable, C.G., 2008; Spatial and temporal resolution of millennial scale geomagnetic field models. *Advances in Space Research*, **41**, 57-69.
- Labauve, P., Jolivet, M., Souquière, F., Chauvet, A., 2008. Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (Late Eocene-Early Oligocene, French-Italian external Alps). *Terra Nova*, **20**, 95-101.
- Laj, C., Nordemann, D., Pomeau, Y., 1979. Correlation function analyses of geomagnetic

- field reversals. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 4 511-4 515.
- Langevin, P., 1905. Sur la théorie du magnétisme. *Journal de Physique Théorique et Appliquée*, **4**, 1, 678-693.
- Larmor, J., 1919. How could a rotating body such as the sun become a magnet? *Rep. Brit. Assoc.*, 159-160.
- Lee, T.-Q., Angelier, J., Chu, H.-C., Bergerat, F., 1991a. Rotation in the northeastern collision belt of Taiwan: preliminary results from paleomagnetism. *Tectonophysics*, **199**, 109-120.
- Lee, T.-Q., Lee, J.-C., Chu, H.-T., Lu, C.-Y., Hu, J.-C., 1998. Paleomagnetic study in a folded zone of Hsueshan Range northeastern coast of Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **9**, 643-654.
- Lehrmann, D.J., Ramezani, J., Bowring, S.A., Martin, M.W., Montgomery, P., Enos, P., Payne, P., Orchard, M.J., Wang, H., Wei, J., 2006. Timing and recovery from the end Permian extinction: geochronologic and biostratigraphic constraints from south China. *Geology*, **34**, 1 054-1 056.
- Leonhardt, R., Fabian, K., 2007. Paleomagnetic reconstruction of the global geomagnetic field evolution during the Matuyama/Brunhes transition: iterative Bayesian inversion and independent verification. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 172-195.
- Lowrie, W., W. Alvarez, 1977. Upper Cretaceous-Paleocene stratigraphy at Gubbio, Italy, III, Upper Cretaceous magnetic stratigraphy, *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 374-377.
- Lue, Y.T., Lee, T.Q., Wang, Y., 1995. Paleomagnetic study on the collision-related bending of the fold-thrust belt, northern Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, **38**, 215-227.
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 12, 1 808-1 822.
- Madden, T., Le Mouél, J.-L., 1962. The recent secular variation and the motions at the core surface. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A306**, 271-280.
- Mann, S., Sparks, N. H. C., Frankel, R. B., Bazylinski, D. A., Jannasch, H. W., 1990. Biomineralization of ferrimagnetic greigite (Fe₃O₄) and iron pyrite (FeS₂) in a magnetotactic bacterium. *Nature*, **343**, p.258-261.
- McElhinny, M.W., 1973. Paleomagnetism and plate tectonics. University Press, Cambridge.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 2000. Paleomagnetism: continents and oceans. Academic Press, International Geophysics Series, **73**, California, 386p.
- McFadden, P.L., Jones, D.L., 1981. The fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, **67**, 53-58.
- Merrill, R., McElhinny, M., McFadden, P., 1996. The magnetic field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic press.
- Morris, W.A., 1977. Paleomagnetism of the Gowganda and Chibougamau Formations: evidence for 2,200-My old folding and remagnetization event of the southern province. *Geology*, **5**, 137-140.
- Nagata, T., 1961. Rock magnetism, revised edition. Maruzen company Ltd., Tokyo.
- Naidu, P. S., 1971. Statistical structure of geomagnetic field reversals. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 2 649-2 662.
- Necham, A., 1187. *De Naturis Rerum*.
- Néel, L., 1952. Antiferromagnetism and ferrimagnetism. *Proceedings of the Physical Society*, **A65**, 869-885.
- Néel, L., 1955. Some theoretical aspects of rocks magnetism. *Advances in Physics*, **4**, 191-243. Norman, 1 581-??
- O'Reilly, W., 1984. Rock and mineral magnetism. Blackie, Glasgow.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., 1991. Early Triassic polarity time-scale: integration of magnetostratigraphy, ammonite zonation and sequence stratigraphy from stratotype sections (Canadian Arctic Archipelago). *Earth and Planetary Science Letters*, **107**, 69-89.
- Orchard, M.J., 2008. Lower Triassic conodont from the Canadian Arctic, their intercalibration with ammonoid-based stages and a comparison with other North American Olenekian fauna. *Polar Research*, **27**, 393-412.
- Ørsted, H. C., 1820. *Experimenta circa effectum conflictus electrici in acum magneticam*.
- Phillips, J.D., 1977. Time variation and asymmetry in the statistics of geomagnetic reversal sequences. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 835-843.
- Pearson, K., 1901. On lines and Planes of closest fit to systems of points in space. *Philosophical Magazine*, **2**, 559-572.

- Perri, M.C., Farabegoli, E., 2003. Conodonts across the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **245**, 281-313.
- Pozzi, J.P., 1973. Effet de pression en magnétisme des roches. Ph.D thesis, Université Paris, 190p.
- Pozzi, J.-P., Aifa, T., 1989. Effects of experimental deformation on the remanent magnetization of sediments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **58**, 255-266.
- Pueyo, E.L., Parés, J.M., Millan, H., Pocovi, A., 2003. Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (a case study in the Southern Pyrenees). *Tectonophysics*, **362**, 345-366.
- Reyment, R. A., 1980. Trends in Cretaceous and Tertiary geomagnetic reversals. *Cretaceous Research*, **1**, 27-48.
- Rikitake, T., 1958. Oscillations of a system of disk dynamos. *Proceedings of Cambridge Philosophical Society*, **54**, 89-105.
- Rikitake, T., 1966. Electromagnetism and the Earth's interior, *Devel. Solid Earth Geophysics*, **2**, 308p.
- Roberts, A. P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters*, **134**, 227-236.
- Roberts, A.P., Chang, L., Rowan, C.L., Horng, C.-S., Florindo, F., 2011. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): An update. *Review of Geophysics*, **49**, RG1002, 46p., doi: 10.1029/2010RG000336.
- Robion, P., Borradaile, G.J., 2001. Stress remagnetization in pyrrhotite-calcite synthetic aggregates. *Geophysical Journal International*, **144**, 96-104.
- Rochette, P., 1983. Propriétés magnétiques et déformations dans des roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. Ph.D thesis, Université de Grenoble, 136p.
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Rehault, J.P., Sosson, M., Truffert, C., 2002. Back-arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, **21**, doi:10.1029/2001TC900027.
- Sage, F., Beslier, M.-O., Thion, I., Larroque, C., Dessu, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stéphan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Marine and Petroleum Geology, **28**, 1 263-1 282.
- Scheidegger, A.E., 1965. On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data. U.S. Geological Survey Professional paper, **525—C**, 164-167.
- Schmidt, P. W., Williams, G., 1999. Paleomagnetism of the Paleoproterozoic hematitic breccia and paleosol at Ville-Marie, Québec: further evidence for the low paleolatitude of Huronian glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, **172**, 273-285.
- Scholger, R., Mauritsch, H., J., Brandner, R., 2000. Permian-Triassic boundary magnetostratigraphy from the southern Alps (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, **176**, 495-508.
- Schreiber, D., 2010. Modélisations géométriques 3D et champs de déformations dans les Alpes du Sud. Ph.D thesis, University of Nice-Sophia Antipolis, 306p.
- Schwerdtner, W.M., 1977. Geometric interpretation of regional strain analysis. *Tectonophysics*, **39**, 515-531.
- Shipunov, S., 1997. Synfolding magnetization: detection, testing and geological applications. *Geophysical Journal International*, **130**, 405-410.
- Stacey, F.D., Benerjee, S.K., 1974. The physical principles of rock magnetism. Elsevier.
- Steiner, M., Ogg, J., Zhang, Z., Sun, S., 1989. The late Permian/early Triassic magnetic polarity time scale and plate motions of south China. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 7 343-7 363.
- Sun, Z., Hounslow, M. W., Pei, J., Zhao, L., Tong, J., Ogg, J. G., 2009. Magnetostratigraphy of the Lower Triassic beds from Chaohu (China) and its implications for the Induan-Olenekian stage boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, **279**, 350-361.
- Surmont, J., Sandulescu, M., Bordea, S., 1990. Mise en évidence d'une réaimantation fini crétacée des série mésozoïques de l'unité de Bihor (Monts Apunési, Roumanie) et de sa rotation horaire ultérieure. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris*, **310**, 213-219.
- Tarling, D. H., 1983. Palaeomagnetism, principles and applications in Geology, Geophysics and Archaeology. Ed. by Chapman and Hall Ltd, London, 379p.
- Tauxe, L., 1998. Paleomagnetic principles and practice. Kluwer academic publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Thellier, E., 1976. Magnétisme des roches. Archéomagnétisme et inversion du champ magnétique terrestre. In : *Traité de géophysique interne* (edited by Coulomb, J. & Jobert, G.) **volume 2**, 69-105.

- Thompson, R., 1982. A comparison of geomagnetic field behaviour as recorded by historical, archaeomagnetic and palaeolimnological data. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A303**, 103-112.
- Van der Voo, R., Channell, J.E.T., 1980. Paleomagnetism in Orogenic Belts. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**, 455-481.
- Van Vleck, J.H., 1932. The theory of electric and magnetic susceptibilities. Oxford University press, London.
- Vestine, E. H., Laporte, L., Cooper, C., Lamge, I. and Hendrix, W. C., 1947. Description of the Earth's main magnetic field and its secular change, 1905-1945. Carnegie Inst. Washington, Publ., **578**, 532p.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., 2002. The evolution of the paleomagnetic fold test as applied to complex geologic situations, illustrated by a case study from northern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth*, **7**, 1 223-1 235.
- Weiss, P., 1906. La variation du ferromagnétisme avec la température. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris*, **143**, 1 136-1 149.
- Westphal, M., 1987. Paléomagnétisme et magnétisme des roches. Doin édition.
- Williams, G.E., Schmidt, P.W., 1997. Paleomagnetism of the Paleoproterozoic Gowganda and Lorrain formations, Ontario: low paleolatitude for Huronian glaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, **153**, 157-169.
- Woodward, N.B., Boyer, S.E., Suppe, J., 1989. Balanced geological cross-sections: an essential technique in geological research and exploration. *Short Course in Geology*, **6**, 28th International geological Congress, Washington, D.C.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AF demagnetization of rocks: analysis of results. In D.W. Collinson, R.M. Creer and S.K. Runcorn (Eds), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.
- Zlotnicki, J., Pozzi, J.P., Cornnet, F.H., 1981. Investigation of induced magnetization variations caused by triaxial stresses. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 11 899-11 909.

