PALÉOMAGNÉTISME DANS L'ARC IBÉRO-ARMORICAIN ET L'OROGÉNËSE VARISQUE EN EUROPE OCCIDENTALE.

Hervé Perroud

▶ **To cite this version:**

Hervé Perroud. PALÉOMAGNÉTISME DANS L'ARC IBÉRO-ARMORICAIN ET L'OROGÉNËSE VARISQUE EN EUROPE OCCIDENTALE.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Rennes 1 [UR1], 1985. Français. NNT : . tel-01758001

HAL Id: tel-01758001

https://insu.hal.science/tel-01758001

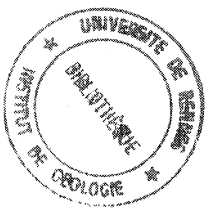
Submitted on 4 Apr 2018

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.

Série : C
No d'ordre : 435
No de Série : 131

18 MARS 1986



THÈSE

présentée devant

L'UNIVERSITÉ DE RENNES I

pour obtenir

Le Grade de Docteur ès-Sciences

par

Hervé PERROUD

PALÉOMAGNÉTISME DANS L'ARC IBÉRO-ARMORICAIN ET L'OROGÉNÈSE VARISQUE EN EUROPE OCCIDENTALE.

Soutenue le 29 Novembre 1985 devant la Commission d'Examen :

MM. N. BONHOMMET	Président
P. CHOUKROUNE V. COURTILLOT P. MATTE M. ROBARDET R. VAN DER VOO P. VIDAL	Examinateurs

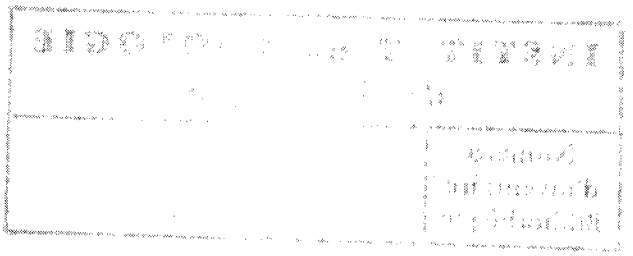
18 MARS 1986

UNIVERSITÉ DE RENNES
INSTITUT DE GÉOLOGIE
BIBLIOTHÈQUE

Jouyet

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

Numéro d'inventaire Bibliothèque 3944



INSTITUT de GÉOLOGIE
de Paris
Numéro d'inventaire Bibliothèque 3944

18 MARS 1986

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

Série : C
No d'ordre : 435
No de Série : 131

THÈSE

présentée devant

L'UNIVERSITÉ DE RENNES I

pour obtenir

Le Grade de Docteur ès-Sciences

par

Hervé PERROUD

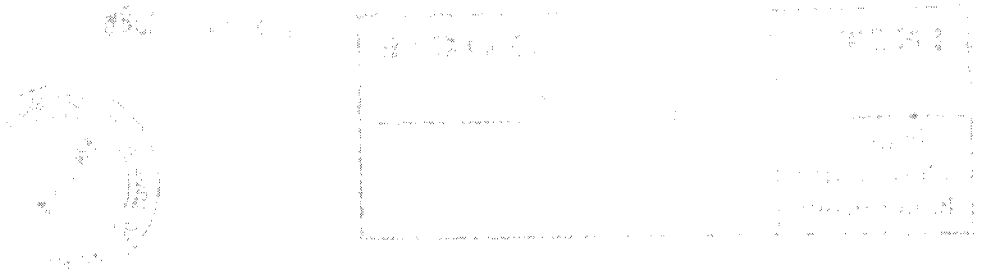
PALÉOMAGNÉTISME DANS L'ARC IBÉRO-ARMORICAIN ET L'OROGÉNÈSE VARISQUE EN EUROPE OCCIDENTALE.

Soutenue le 29 Novembre 1985 devant la Commission d'Examen :

MM. N. BONHOMMET — Président

P. CHOUKROUNE
V. COURTILLOT
P. MATTE
M. ROBARDET
R. VAN DER VOO
P. VIDAL

— Examinateurs



PALEOMAGNETISME DANS L'ARC IBERO-ARMORICAIN ET L'OROGENESE VARISQUE EN EUROPE OCCIDENTALE

Avant-propos

Introduction

PREMIERE PARTIE: Paléomagnétisme en zone orogénique.

Introduction

CHAPITRE I: Procédure d'interprétation graphique interactive des courbes de désaimantation.

I.1 - Méthodes d'interprétation des courbes de désaimantation.
I.2 - Méthode développée à Rennes.
I.3 - Implantation du système de traitement au laboratoire de Rennes.
I.4 - Discussion des méthodes de recherches des composantes d'aimantation.

CHAPITRE II: Datation de l'acquisition de l'aimantation des roches sédimentaires.

Appendice 1: Secondary magnetizations from the Clinton-type iron ores of the Silurian Red Moutain Formation, Alabama.
Appendice 2: Chemical magnetic overprinting in the Ordovician redbeds of Buçaco (Portugal).

CHAPITRE III: Paléomagnétisme et déformation

III.1 - Déformation par translation.
III.2 - Déformation par rotation.
III.3 - Déformation interne de la roche.
III.4 - Recherche des effets de la déformation dans les études paléomagnétiques.

Appendice 3: The change of palaeomagnetic vector orientations induced by Eulerian rotations: applications for the relative rotations of Spain and Europe.
Appendice 4: Palaeomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian arc (Spain).
Appendice 5: L'aimantation rémanente comme marqueur de la déformation: exemple d'un pli à axe incliné dans les séries rouges siluro-dévoniennes à Cabrillanes, Asturies (Espagne).
Appendice 6: Relations paléomagnétisme et déformation: exemple de la region de Cabo de Penas (Espagne).

Conclusion: Estimation des problèmes d'erreur en Paléomagnétisme.

DEUXIEME PARTIE: Etudes paléomagnétiques sur le Massif Armoricain

Appendice 7: Comment on "A palaeomagnetic study of Cambrian redbeds from Carteret. Normandy, France, by W.A. Morris".
Appendice 8: Paleomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France).
Appendice 9: Revision of the age of magnetization of the Montmartin redbeds, Normandy, France.
Appendice 10: Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée Province, France.
Appendice 11: Paleomagnetism of the Ordovician "Moulin de Chateaupanne" formation, Western France.
Appendice 12: A lower Carboniferous (K-Ar dating) palaeomagnetic pole from Northern Brittany dolerites dikes.
Appendice 13: Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif Armoricain.

TROISIEME PARTIE: Etudes paléomagnétiques sur la Meseta Ibérique.

Introduction.

CHAPITRE IV: Nouveaux résultats sur l'arc Asturien.

IV.1 - Formation Lancara.
IV.2 - Formation San Pedro.
IV.3 - Formation Alba.
IV.4 - Conclusions.

CHAPITRE V: Etudes paléomagnétiques des volcanites siluriennes du synclinal d'Almaden.

V.1 - Introduction.
V.2 - Contexte géologique.
V.3 - Analyse paléomagnétique.
V.4 - Discussion.

CHAPITRE VI: Synthèse des résultats paléomagnétiques Paléozoique sur la Meseta Ibérique.

Appendice 14: Palaeomagnetism of Palaeozoic rocks from the Cabo de Penas, Asturias, Spain
Appendice 15: A Devonian palaeomagnetic pole for Armorica.
Appendice 16: Palaeomagnetism of Late Paleozoic igneous rocks from Southern Portugal.

QUATRIEME PARTIE: Apport du paléomagnétisme à la reconstitution de l'histoire géologique des régions Ibéro -Armoricaines.

Appendice 17: Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe.
Appendice 18: Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data.
Appendice 19: Paleomagnetic evidence for tectonic rotations in the Variscan mountain belt.
Appendice 20: Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe Occidentale.

Avant-propos:

Ce mémoire réunit les travaux que j'ai effectués depuis mon arrivée au laboratoire de Géophysique Interne du CAESS, en qualité d'étudiant 3ème cycle. Je tiens donc à remercier en premier lieu les personnes par lesquelles l'opportunité de m'engager dans la voie de la recherche fondamentale m'a été donnée: N. Bonhommet, directeur du laboratoire et J. Cogné, alors directeur du CAESS. Je leur suis en particulier reconnaissant de la confiance qu'ils m'ont fait en soutenant ma candidature à un poste de chercheur CNRS.

L'orientation des programmes de recherche auxquels j'ai participé a été fortement marquée par l'étroite collaboration entre notre équipe et celle de R. Van der Voo, de l'Université du Michigan. J'ai donc eu la chance de voir mes recherches supervisées par deux personnalités scientifiques, spécialistes du paléomagnétisme, de caractère complémentaire: d'une part, N. Bonhommet, toujours disponible pour les discussions, dont la méticulosité au laboratoire a heureusement déteint sur moi, et qui m'a habitué à prendre le temps de la reflexion; d'autre part, R. Van der Voo, homme au temps compté, enchainant ses fonctions de professeur, d'administrateur et ses programmes de recherche, et trouvant encore le temps de corriger mes fautes d'anglais. Je le remercie pour ces conseils et également pour m'avoir à deux reprises acceuilli dans son laboratoire, la deuxième fois en me proposant un poste de professeur-assistant.

J'ai apprécié à maintes occasions le soutien de mes ainés de l'Institut de Géologie de Rennes. P. Cobbold et M. Robardet, en particulier, membres du Jury pour ma thèse 3ème cycle, ont continué à m'offrir leur aide et leurs avis, et plusieurs des idées que je developperai dans ce mémoire leur sont en partie dues. Il me serait impossible d'énumérer ici la liste de toutes les personnes qui m'ont preté leur concours. Parmi celles-ci, cependant, je tiens à mentionner V. Courtillot, membre du Jury, qui m'a ouvert les portes de son laboratoire, et B. Auvray, pour ses précieuses descriptions pétrographiques.

D'un point de vue plus pratique, mais non moins nécéssaire, F. Calza m'a déchargé d'une large part des heures de laboratoire pendant ces deux dernières années, me permettant de me consacrer aux travaux de "présentation". Je lui doit d'être prêt aujourd'hui. Il est une autre personne que j'ai souvent sollicitée et qui a toujours répondu avec bienveillance: A. Le Solliec, notre secrétaire, qui a dactylographié la majeure partie du matériel inclus dans ce mémoire. Je lui adjoins dans mes remerciements M. Lautram et J. Bertrand, responsables de la partie "artistique".

Enfin, au moment de mettre un point final à ce travail, je ne peux qu'évoquer la patience et le dévouement de Marie-Line, mon épouse, sacrifiant études et loisirs pour un mari souvent "ailleurs".

Rennes, Octobre 1985

INTRODUCTION

Parmi les Sciences de la Terre, le Paléomagnétisme est devenu une discipline "respectable" (*) depuis que l'étude des anomalies magnétiques des fonds océaniques a permis d'établir la grande théorie de la Tectonique des Plaques, unifiant dans une interprétation globale toutes les disciplines et spécialités. La mise en évidence des courbes de dérive apparente du pôle (CDAP) a contribué également à cette "révolution", en relevant de façon concrète la dérive des continents. Cependant, la perception de la portée et des retombées de cette méthode a continué à s'imposer au fur et à mesure que s'affinaient les techniques, et s'accumulaient les résultats. Aujourd'hui, le Paléomagnétisme occupe une place de plus en plus grande, à la frontière de la géologie et de la géophysique, ce qui lui ouvre de vastes champs d'applications mais également lui suscite des critiques des puristes des deux branches. Il est important de souligner à quel point les paléomagnéticiens ont oeuvré à répondre à ces critiques, d'une part en testant, analysant et quantifiant de façon de plus en plus rigoureuse les données, en expérimentant en laboratoire les phénomènes physiques et d'autre part en introduisant autant que possible les préoccupations des géologues, comme les effets du métamorphisme ou de la déformation, dans les paramètres à prendre en considération. Ce travail de longue haleine commence à porter ses fruits, et le Paléomagnétisme n'est plus considéré maintenant uniquement comme un simple marqueur de paléolatitude, mais plutot comme un témoin privilégié, une mémoire riche en enseignements sur l'histoire de la Terre, quand on se donne les moyens de décoder l'information.

Le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit dans cette nouvelle approche du magnétisme des roches. Pour atteindre l'objectif recherché, à savoir l'histoire de la formation de la Chaine Hercynienne en Europe, il s'avérait nécessaire d'utiliser des méthodes capables de discerner les altérations du magnétisme rémanent provoquées par les divers épisodes tectoniques ou métamorphiques subis par la roche. Dans certains cas, j'ai été amené à introduire des modes de travail personnels, quand l'utilisation des méthodes classiques me laissait insatisfait. La première partie du mémoire sera donc consacrée à réunir mes contributions aux développements méthodologiques de la discipline.

(*) L'utilisation de ce qualificatif m'a été suggéré par N. Opdyke, pionnier s'il en fut du paléomagnétisme moderne.

Le socle hercynien de l'Europe de l'Ouest, et plus précisement le Massif Armoricain et la Meseta Ibérique, sont des cibles de choix pour les paléomagnéticiens s'intéressant aux mécanismes de la tectonique globale au Paléozoique. Dans un contexte géologique étudié en profondeur, nombre de formations sédimentaires et ignées ont pu y être reconnues, portant une aimantation rémanente ancienne. Les conditions de déformation et de métamorphisme sont très variées, ce qui permet de mesurer leur impact sur les mémoires magnétiques. Enfin, le contrôle de l'âge des aimantations est souvent facilité par l'existence de données radiochronologiques. Les deuxième et troisième parties de ce mémoire rassemblent les résultats des études paléomagnétiques que j'ai menées sur ces deux massifs hercyniens.

Reconstituer l'histoire de la formation de la Chaine Hercynienne, c'est tenter d'approcher les mécanismes fondamentaux de fonctionnement au cours du Paléozoique de la machine thermique qu'est la Terre. Cela nécessite donc une certaine prudence et surtout une assise de données large et pluridisciplinaire. L'intéret et la spécificité de la méthode paléomagnétique est l'estimation des déplacements horizontaux. Mais il est parfois possible de pousser plus loin l'interprétation des données paléomagnétiques, ainsi que je tenterais de le montrer dans la quatrième partie, qui rassemble les synthèses des données paléomagnétiques relevant du domaine étudié. La conclusion de ce mémoire aura elle comme objectif de réunir les contributions de ces études paléomagnétiques à la compréhension de la genèse de la chaine hercynienne.

PREMIERE PARTIE : PALEOMAGNETISME EN ZONE OROGENIQUE.

Introduction

En domaine de plate-forme, ou en domaine océanique, les aimantations rémanentes acquises par des roches au moment de leur formation sont stables dans le temps, pourvu que le minéral magnétique porteur présente les propriétés nécessaires. Les phénomènes géologiques qui peuvent provoquer des modifications de l'état des mémoires magnétiques sont peu nombreux (altération, enfouissement, soulèvement par exemple). Les recherches paléomagnétiques visant à l'élaboration de courbe de dérive du pôle, et à partir de là l'étude des déplacements des masses continentales se sont donc concentrées dans une première étape sur ces domaines stables. Récemment, il est apparu qu'il était nécessaire d'étendre les zones d'études aux zones orogéniques afin d'apporter une finesse et une précision plus grande aux reconstitutions paléogéographiques. Dans ces zones, les unités géologiques ont généralement subi des évolutions tectono-métamorphiques, qui peuvent avoir remobilisé tout ou partie des mémoires magnétiques. Ces perturbations du signal magnétique représentent une difficulté majeure des études paléomagnétiques en zone orogénique et les méthodes d'étude ont considérablement évolué afin d'analyser leurs effets.

La conséquence la plus directe de ces perturbations, reconnue et analysée depuis de nombreuses années, est la nature multivectorielle de la rémanence naturelle des roches affectées. Les méthodes de désaimantations progressives, universellement employées maintenant, ont été développées afin d'isoler les contributions au magnétisme résultant . Cependant, il n'est pas apparu de consensus sur la façon optimale de traiter les résultats de ces procédures, afin d'en extraire les composantes essentielles de la rémanence totale. Au laboratoire de Rennes, nous utilisons une procédure d'interprétation graphique des courbes de désaimantation, assistée par micro-ordinateur, que j'ai été amené à développer au fur et à mesure que mon expérience du travail au laboratoire me permettait de définir les objectifs et les contraintes que devait respecter un tel système. Pour l'implanter de façon aussi efficace que possible, j'ai également développé un système complet de gestion des données paléomagnétiques qui situe notre laboratoire à un niveau élevé en ce qui concerne l'automatisation de l'acquisition des données. La description de cette procédure d'interprétation graphique interactive des courbes de désaimantation fait l'objet du chapitre I de cette première partie.

L'objectif des méthodes d'analyse vectorielle des courbes de désaimantation est d'extraire un nombre restreint de composantes d'aimantations pour chaque échantillon. La comparaison de ces composantes au niveau d'une zone d'affleurement permet de définir des directions caractéristiques, et dans les

meilleurs cas, de leur associer un domaine de stabilité vis-à-vis des agents démagnétisants (température, champs alternatifs...). Il apparait alors que des roches ayant subi des évènements orogéniques peuvent receler une information plus étendue que des roches de plate-forme, pourvu que l'on parvienne à l'analyser correctement. Le problème majeur qui se pose alors est de reconnaitre l'aimantation primaire des réaimantations ultérieures (chronologie relative) et également de proposer un âge d'acquisition pour chaque composante (chronologie absolue). Ce problème est particulièrement fréquent pour les séries rouges : en effet, ce type de roche est utilisé préférentiellement aux autres roches sédimentaires, étant donné la quantité d'oxyde de fer qu'elles contiennent, contribuant à un signal magnétique aisément mesurable. Cependant, l'acquisition de rémanence nouvelle, de type chimique, accompagne tout développement de pigment hématitique. Les paléomagnéticiens ont donc mis au point des tests statistiques pour tenter de contrôler autant que possible l'âge des composantes d'aimantation. Ces tests sont souvent issus de stratégies d'échantillonnage, et il convient de souligner l'importance de cette étape de l'étude. Dans le chapitre II, je me propose de faire le point de ces outils de datation de la rémanence des roches sédimentaires.

Une fois reconnues et datées, les composantes d'aimantation vont pouvoir être utilisées à des fins géodynamiques. Les inclinaisons, converties en latitude, permettent d'estimer les déplacements latitudinaux. De leur coté les déclinaisons marquent l'orientation de paléo-axes Nord-Sud. Elles vont donc enregistrer les rotations. Cependant, on se heurte en zones orogéniques aux problèmes liés aux modifications d'orientation des vecteurs paléomagnétiques causées par la déformation des roches. Il est évident qu'il est nécessaire d'éliminer les effets des phases de plissement avant d'utiliser ces données à des fins géodynamiques, sous peine d'en tirer des conclusions erronées. On atteint donc ici aux méthodes de déformation inverse, d'où l'association naturelle des disciplines Paléomagnétisme et Géologie Structurale. A Rennes, nous avons entamé les études des relations aimantation-déformation dans un certain nombre de cas. Dans le chapitre III, sont rassemblées mes contributions à ce volet important du paléomagnétisme en zone orogénique.

Ces trois aspects du problème ne recouvrent pas l'ensemble des particularités du paléomagnétisme en zone orogénique. On pourrait par exemple y rajouter les relations entre les températures de blocage des composantes d'aimantation et celles des isotopes radiogéniques... De plus, les problèmes inhérents au paléomagnétisme en domaine stable sont toujours présents : contrôle de la fidélité de l'enregistrement magnétique, ambiguité de polarité, dispersion naturelle due à la variation séculaire, connaissance incomplète des processus d'acquisitions,... Il me parait donc utile en conclusion de cette partie de discuter les problèmes d'erreur sur les résultats paléomagnétiques et de la précision que l'on peut atteindre dans les problèmes géodynamiques, évaluant ainsi les limites pour l'utilisation de cette méthode.

CHAPITRE I : Procedure d'interprétation graphique interactive des courbes de désaimantation

I.1 - Méthodes d'interprétation des courbes de désaimantation

Depuis que les procédures de désaimantation sont devenues systématiques dans leurs études, les paléomagnéticiens se sont préoccupés de définir des méthodes de traitement des lots importants de données qu'ils récoltent. Dans un premier temps, les efforts se sont portés sur la recherche d'une représentation graphique synthétique des résultats de désaimantation. Alors que les Britanniques sont restés longtemps à une représentation dissociée des variations d'intensité et de celles en direction, Zijderveld (1967) proposait l'utilisation de projections orthogonales où l'ensemble de l'information apparaissait sur une figure unique. Cette représentation a connu un succès considérable et il n'est pratiquement plus de nos jours de publication paléomagnétique qui ne l'utilise. Le principal avantage de ces diagrammes de Zijderveld est que la destruction progressive d'une composante d'aimantation se traduit par deux segments de droite simultanés sur les projections dans le plan horizontal et dans le plan vertical. La recherche des composantes d'aimantation se fait donc par la recherche des éléments de linéarité sur les figures obtenues. Cependant, cette représentation ne permet pas de voir directement si les directions d'aimantation évoluent dans un plan, alors qu'il s'agit d'une situation fréquente (composition de 2 aimantations). Halls (1976) proposa donc une méthode pour déceler cette situation, basée sur le tenseur d'orientation construit à partir de l'ensemble des mesures.

L'accord s'étant fait sur le mode de représentation des données, il restait encore à mettre au point les méthodes de détermination des composantes d'aimantation. A l'origine, la méthode de l'étape de désaimantation optimum fut employée : elle consistait à sélectionner le résultat obtenu pour l'étape où la dispersion des données était la plus faible. Cette méthode s'est rapidement avérée insuffisante. Elle n'est employable avec fiabilité que pour les aimantations essentiellement univectorielles. Des méthodes similaires se sont développées, basées sur un index de stabilité (Briden, 1972; Symons et Stupavsky, 1974); là encore, il s'agissait de sélectionner une mesure dans un lot de données. De même, la détermination de points finaux stables ne permettait d'interpréter que la composante finale, à condition que la direction n'évolue pas pendant une partie de la procédure de désaimantation. A ces méthodes destinées à extraire la direction considérée comme la plus fiable parmi l'ensemble des résultats, s'est opposée une conception plus globale, prenant en compte l'ensemble des données. L'intérêt d'isoler aussi bien les aimantations secondaires que l'aimantation stable des échantillons commençait à poindre (Van der Voo et al., 1978; Roy et Lapointe, 1978). La soustraction vectorielle entre des étapes sélectionnées grâce à l'inspection visuelle des diagrammes de Zijderveld permit d'estimer aussi bien les directions des composantes détruites par la désaimantation que celles des composantes restantes, considérées dans un premier temps comme les plus significatives. Cependant, si le principe de cette méthode semble bien fondé, son application n'était pas toujours évidente. Son défaut majeur était son manque d'intégration des erreurs analytiques. En particulier, la multiplication du nombre de mesures n'augmentait pas sa précision, liée seulement à celle des étapes retenues pour opérer la soustraction vectorielle. Une solution a été proposée (Hofmann et

Day, 1978) généralisant cette fois la soustraction vectorielle à tous les couples de 2 mesures successives. Là encore, des problèmes de précision se sont posés: quand les résultats de deux mesures successives sont trop proches, la soustraction vectorielle représente le bruit des mesures plutôt que le signal recherché. Enfin, ce genre de méthodes se heurte à un obstacle plus général: certaines procédures de désaimantatiuon introduisent des signaux parasites; la meilleure façon de les contrôler est de varier la position de l'échantillon dans l'appareil d'une étape sur l'autre. On génère souvent ainsi une oscillation légère sur les trajets de désaimantation, mais on évite une déviation systématique, que l'on pourrait confondre avec un signal rémanent d'origine géologique. Il devient donc nécessaire d'introduire une notion d'optimisation dans le traitement des données. Une façon simple consistait à faire des ajustements de segments de droite sur les diagrammmes de Zijderveld, par calcul (régression linéaire) ou simplement à l'oeil (interprétation graphique). C'est cette dernière méthode que j'ai développé et sur laquelle je reviendrais plus loin. Une autre solution a été de développer des méthodes numériques opérant sur un tableau de données. Stupavsky et Symons (1978) proposèrent un algorithme pour la désaimantation par champs alternatifs, basé sur l'hypothèse d'une décroissance exponentielle de l'intensité de chaque composante. Kirschvink (1980) utilise une décomposition géométrique en composantes principales, constituées d'éléments planaires ou linéaires. D'autres auteurs proposant régulièrement de nouveaux algorithmes (Schmidt, 1982 : Kent et al., 1983), ces derniers tâchant d'introduire une notion de bruit sur les mesures. Après la description du principe de notre méthode, et de son implantation, je conclurais ce chapitre par une discussion des avantages et des inconvénients de ces diverses solutions.

I.2 - Méthode développée à Rennes

Chaque échantillon analysé produit une suite finie de vecteurs aimantation: à chacun d'entre eux est associé un scalaire représentant l'intensité du facteur démagnétisant. La première étape correspond à l'interprétation graphique des courbes de désaimantation et s'effectue à partir des diagrammes de Zijderveld, en ajustant des segments de droite sur leurs portions linéaires. Elle aboutit à ce que j'appellerai une "décomposition géométrique" (DG) des résultats de la désaimantation, constituée des vecteurs obtenus, et pour chacun d'entre eux par l'intervalle du facteur démagnétisant dans lequel il a été déterminé. Il est important à mon point de vue de dissocier dans un premier temps les caractéristiques géométriques de l'évolution du vecteur aimantation des phénomènes physiques sous-jacents. Ceci nous permettra d'approcher le mieux possible l'évolution géométrique des données, sans qu'il soit besoin de faire des hypothèses sur le nombre, la nature ou encore le degré de séparation des composantes d'aimantation.

Une fois les D.G. obtenues sur l'ensemble des échantillons d'un site, l'étape suivante consiste à chercher les cohérences entre elles: cohérence entre les directions des vecteurs mais aussi entre spectres de stabilité. Ce travail est basé sur la notion d'aimantation caractéristique telle que l'avait définie Zijderveld en 1967: aimantation présente dans un ensemble d'échantillons, représentant une zone géographique d'extension minimale, avec une direction homogène. Cette définition permet d'envisager la présence de plusieurs aimantations caractéristiques dans un même échantillon. Il devient donc nécessaire de les préciser en leur adjoignant un intervalle de stabilité. La recherche de ces aimantations caractéristiques est facilitée par la comparaison des résultats de différents traitements effectués sur des spécimens

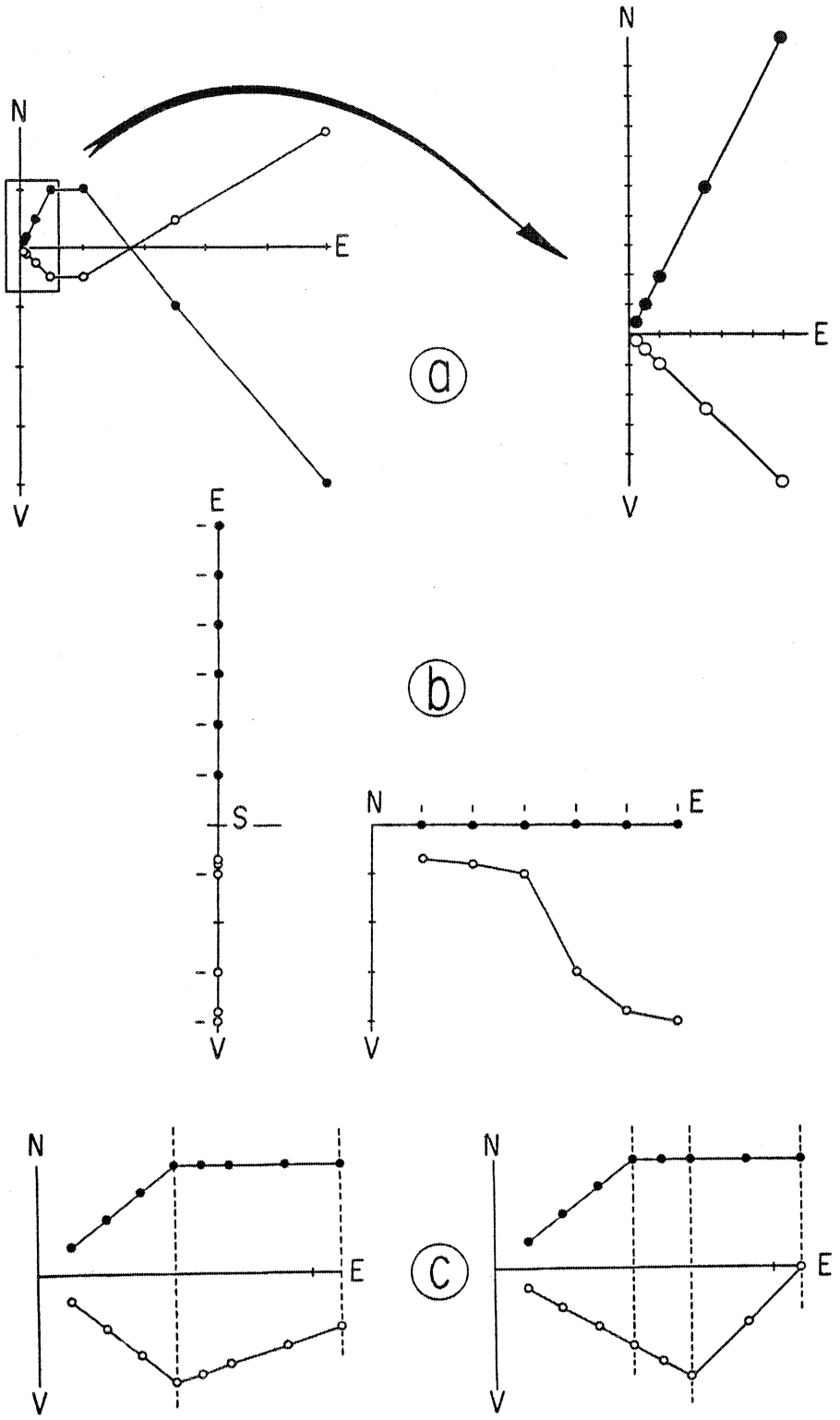


Fig. 1: (a) effet de loupe pour l'interprétation graphique des courbes de désaimantation; (b) exemple de linéarité artificielle introduite par le choix du système de projections; (c) compatibilité entre les portions linéaires des deux projections: à gauche, deux composantes suffisent alors qu'à droite, on est contraint d'en utiliser trois.

d'un même échantillon. L'ordre d'apparition des composantes peut varier en fonction de la procédure utilisée, ainsi que la netteté de leur présence ou le degré de séparation d'avec d'autres composantes. A ce stade, il devient possible d'une part d'éliminer les aimantations parasites ou les artefacts de calcul, mais également d'argumenter le nombre de composantes d'aimantation réellement distinctes (par la recherche de plans d'aimantations par exemple).

De toute évidence, la part la plus délicate de cette méthode est celle qui concerne l'obtention des D.G. D'abord, pour chercher des cohérences lors de la deuxième phase, il est nécessaire de disposer d'un nombre significatif de D.G., ce qui suppose d'avoir au préalable conduit un nombre minimal de 5 à 6 désaimantations progressives détaillées sur les échantillons de chaque site. C'est la première différence, et elle est essentielle, avec les méthodes de type "meilleure étape de désaimantation". Cela représente cependant de longues procédures de laboratoire, ce qui n'est pas toujours indispensable (par exemple dans le cas d'aimantations univectorielles). Par contre, dans le cas d'aimantations multivectorielles, c'est nécessaire pour baser les interprétations sur une assise de données suffisante . Le problème suivant est la méthode de traitement des diagrammes de Zijderveld. Etant donné le nombre de données à traiter, elle doit être à la fois efficace et facile d'utilisation. Mais avant tout, elle ne doit être développée que sur des représentations graphiques respectant certains critères:

1) La taille des diagrammes doit être suffisante pour effectuer les ajustements visuels avec une bonne précision. En particulier, pour analyser les dernières étapes des désaimantations, il est souhaitable de disposer d'un effet de loupe (Fig. 1a).

2) Le système d'axes de projections doit être non seulement orthogonal mais également normé afin que la projection n'introduise pas de distorsion dans le graphisme.

3) Le choix des plans de projection ne doit pas introduire de linéarité artificielle. Cela est en effet possible (Fig. 1b) quand l'une des coordonnées dans le plan horizontal est nulle, ou faible, pendant toute ou partie de la désaimantation. Il est donc essentiel de pouvoir choisir le plan vertical de projection, et de pouvoir passer facilement d'un plan au plan perpendiculaire.

Le dernier point délicat de cette méthode que je souhaite développer ici concerne la compatibilité qu'il est nécessaire d'assurer dans la recherche des linéarités entre les projections dans le plan horizontal et dans le plan vertical. En effet, la linéarité sur une seule des projections n'est pas suffisante pour définir une composante d'aimantation. Il doit obligatoirement y avoir linéarité simultanée pour qu'un vecteur caractérisant la décroissance de l'aimantation rémanente puisse être isolé. De même, dans les aimantations multivectorielles, les coudes dans les courbes doivent etre simultanés. Pour cette raison, les diagrammes de Zijderveld originaux, où les axes des projections sont ceux du trièdre de référence, me paraissent préférables aux adaptations qui ont été proposées, par exemple en opposant la courbe H/V plutot que N ou E/V à la courbe N/E (trièdre de référence Nord, Est, Vertical; H: composante Horizontale). Dans le premier cas, la compatibilité ne peut se contrôler sans se référer aux étapes de désaimantations, alors qu'il est préférable qu'elles n'apparaissent pas systématiquement pour ne pas surcharger les diagrammes. Dans le second cas, la compatibilité est assurée dès lors que

SCHEMA DE CIRCULATION DES DONNEES

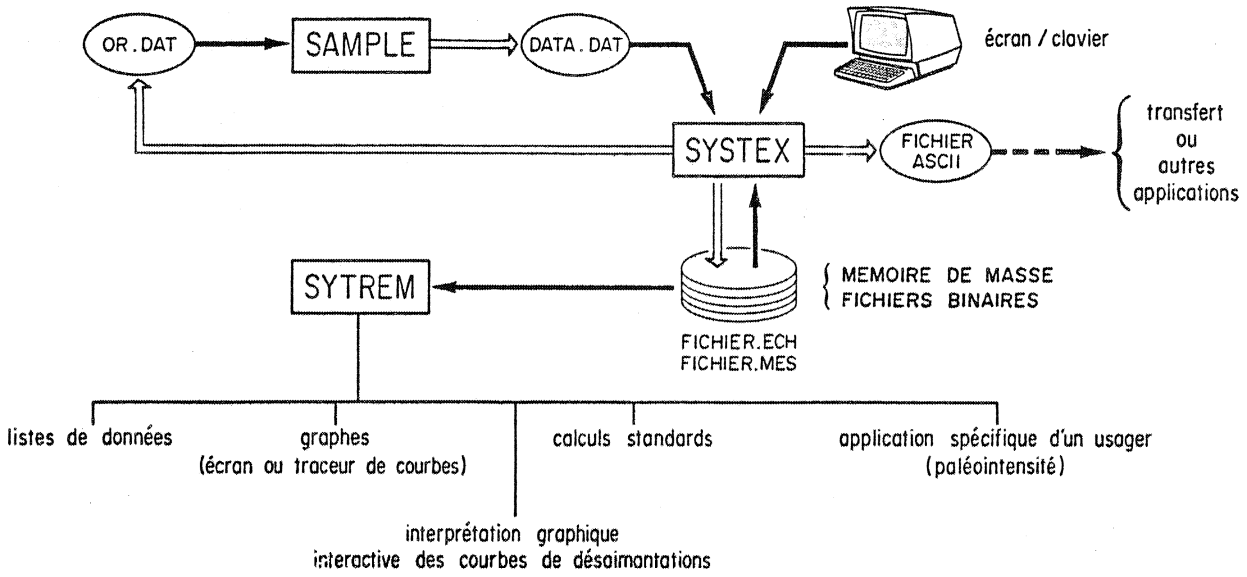
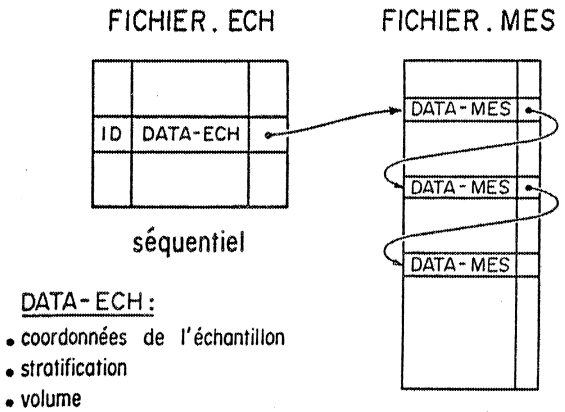


Fig. 2

STRUCTURE DES FICHIERS DE DONNEES



DATA-ECH :
- coordonnées de l'échantillon
- stratification
- volume
- indicateur d'orientation
- commentaire

DATA-MES :
- étape ID
- X, Y, Z, liés au repère échantillon
- facteur de qualité

Fig. 3

les segments de droites ajustés sont limités par les mêmes droites verticales, puisque la coordonnée portée sur l'axe horizontal des diagrammes est commune aux deux projections (Fig. 1c). Il est tout à fait recommandé que cette compatibilité soit assurée par le système de mise en oeuvre de la méthode afin d'éviter des interprétations erronées de la part d'opérateurs inexpérimentés.

I.3 - **Implantation du système de traitement au laboratoire de Rennes**

Les mesures d'aimantation rémanentes sont effectuées à l'aide du magnétomètre "Spinner" DSM-1, de marque Schonstedt, assisté par un micro-ordinateur PDP 11-05. Le programme de mesures (SAMPLE, fig. 2), originellement fourni par le constructeur, a subi d'importantes modifications, dont certaines pour la communication des données (Fig.2): en entrée, le programme utilise un fichier "orientation" contenant les paramètres d'orientation des échantillons en cours d'étude; en sortie, le programme crée un fichier "donnée" provisoire où sont stockés les résultats de mesure sur décision de l'opérateur. En fin de session de mesure, ces données vont être archivées dans des fichiers de résultats paléomagnétiques dont la structure est la suivante:

- Un fichier d'entêtes contient pour chaque échantillon son numéro d'identification, les paramètres d'orientation, son volume et un pointeur sur la liste des mesures le concernant (Fig.3). Ce fichier est séquentiel et peut être construit au fur et à mesure des besoins. Cependant il doit être créé manuellement et doit inclure un échantillon avant que ne soit effectuée sa première mesure.

- Un fichier "mesures" contient les listes de mesures. Les listes sont constituées d'enregistrements chainés entre eux (simple chainage). Chaque enregistrement contient l'étape de désaimantation, les coordonnées cartésiennes de la rémanence (dans un repère lié à l'échantillon), un facteur de qualité estimant l'homogénéité de l'aimantation et un pointeur sur la mesure suivante du même échantillon (Fig. 3). L'ensemble correspond à un espace-disque de 20 octects pour chaque mesure. Les listes sont implantées dans un fichier à accès direct, dont l'index est utilisé comme pointeur.

Un programme de gestion de ces fichiers (SYSTEX, fig. 2) offre les services nécessaires à leur maintenance: archivage automatique à partir du fichier "donnée" créé par le programme de mesure, archivage manuel s'il y a besoin, tri, classement, édition de tableaux de mesures, ajout, suppresion ou modification d'échantillons ou de mesures... En outre, il permet la création automatique du fichier "orientation", utilisé par le programme de mesure. Enfin, il permet d'obtenir un inventaire du contenu des fichiers.

La nécessité de mise en place d'une telle structure apparait à plusieurs niveaux:

- Les analyses paléomagnétiques modernes produisent un nombre important de mesures, sur un nombre également important d'échantillons. L'organisation des fichiers est donc indispensable à une saine gestion. Notre système permet d'obtenir instantanément l'ensemble des mesures qui ont été réalisées sur un échantillon donné.

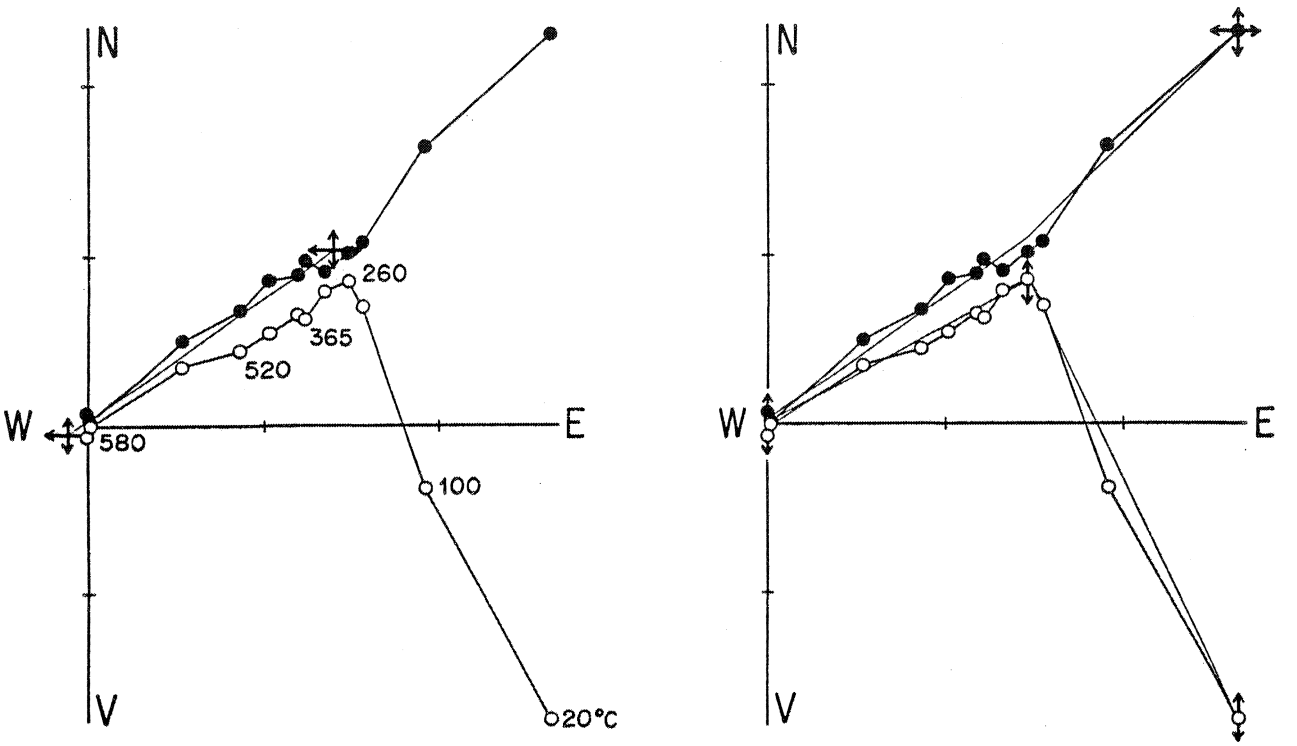


Fig. 4: Exemple d'interprétation graphique d'une courbe de désaimantation. A gauche, un premier segment est ajusté sur la projection horizontale (points pleins) de la composante la plus résistante, avec 4 degrés de liberté (indiqués par les flèches épaisses). Quand satisfaction est obtenue, un second segment est ajusté sur la projection verticale (à droite). La compatibilité est assurée en interdisant le déplacement horizontal des extrémités de ce segment. Il ne reste donc que deux degrés de liberté. Pour la deuxième composante, l'une des extrémités est fixe. L'ajustement se fait sur l'autre extrémité, avec deux degrés de liberté pour la projection horizontale, et un seul pour la projection verticale.

- L'organisation en liste permet de minimiser l'espace-disque nécessaire au stockage, ce qui a une incidence non négligeable sur le confort d'utilisation et le coût de fonctionnement. D'autre part, elle préserve la séquentialité des mesures.

- L'accès rapide et automatique aux données pour les programmes de traitement élimine toutes les procédures fastidieuses de manipulation des données. C'est particulièrement souhaitable pour les programmes de recherche automatique ou intéractive des composantes d'aimantations.

C'est ce dernier aspect que j'ai cherché à optimiser dans le programme de traitement des mesures de rémanence que j'ai développé (SYTREM, fig. 2). Ce programme gère un tableau de données alimenté à partir des fichiers de stockage, et qui est partagé entre les différents outils de traitement (fig.2): statistique de Fisher, ajustement de grands cercles, test de viscosité, sorties graphiques diverses et enfin, ce qui est l'objet principal de ce chapitre, la procédure d'interprétation graphique interactive (fig. 4).

Cette procédure ne nécessite comme matériel qu'un terminal graphique (outre le lecteur de disquettes pour la recherche de données). Dans un premier temps, on sélectionne dans le fichier l'échantillon à traiter. Il est possible à ce stade d'examiner la liste de données, et si besoin d'éliminer des mesures jugées inutiles ou génantes. Au démarrage de la procédure , les projections dans les plans NE et NV sont affichées à l'écran. Sur demande, il est possible de permuter pour les projections dans les plans NE et EV. L'interprétation va se faire alors en ajustant des segments de droites conjugés sur les projections. Pour les premiers segments, on dispose de 6 degrés de liberté (fig. 4): un segment initial quelconque est ajusté sur la projection horizontale, avec 4 degrés de liberté (déplacement horizontal et vertical permis aux deux extrémités):les déplacements se font grâce aux touches fléchées du clavier; ensuite, un second segment est ajusté sur la projection verticale, avec 2 degrés de liberté (déplacement vertical seulement autorisé, aux deux extrémités). Quand on a obtenu satisfaction, les coordonnées polaires (Intensité, Déclinaison, Inclinaison) du vecteur correspondant à ces deux segments sont affichées à l'écran. Si besoin est, on peut poursuivre l'interprétation en ajustant d'autres segments sur le reste de la courbe, mais on ne dispose plus que de 3 degrés de liberté. En effet, les segments successifs ont une extrémité commune, qu'il n'est pas possible de déplacer. Cette procédure assure la compatibilité des interprétations des deux projections.

I.4 - Discussion des méthodes de recherche des composantes d'aimantation

La méthode développée à Rennes est essentiellement comparable aux méthodes numériques proposées ces dernières années (Kirschvink, 1980; Schmidt, 1982; Kent et al., 1983). En effet, toutes ces méthodes consistent à analyser l'évolution géométrique des vecteurs aimantations et à produire des D.G. La présentation du problème par Kent et al. (1983) est tout à fait semblable à notre approche. De même, Schmidt propose un algorithme cherchant des cohérences au niveau du site. La différence principale tient dans l'outil utilisé pour l'analyse et c'est cet aspect du problème que je vais discuter ici.

La première comparaison possible tient aux moyens de mise en oeuvre. Les méthodes numériques, basées sur des algorithmes itératifs et sur des modèles statistiques sont généralement implantés dans des Centres de Calcul voisins des

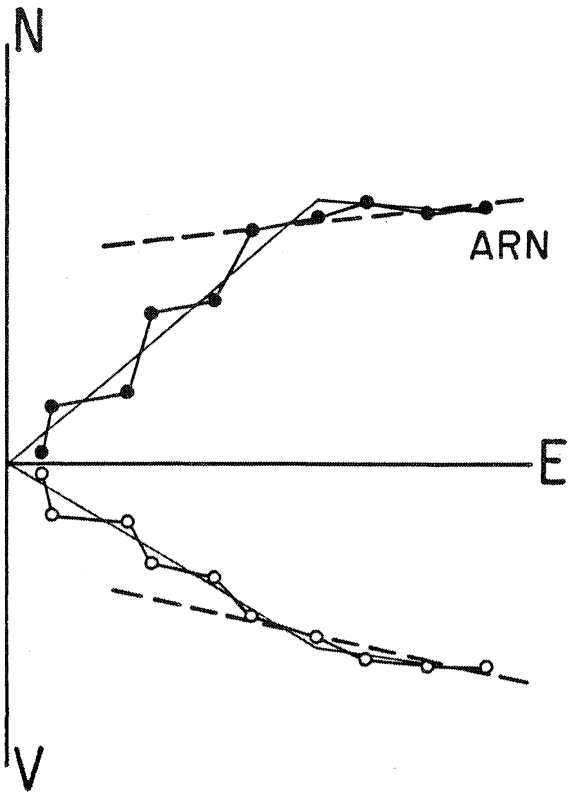


Fig. 5: Exemple illustrant le problème du choix du seuil de linéarité. La courbe de désaimantation correspond à une aimantation à deux composantes, de spectres disjoints. Une oscillation parasite disperse les données autour de la trajectoire théorique (traits fins). Les tentatives d'ajustement linéaire numérique, avec un seuil de linéarité très strict, vont probablement conduire au rejet de l'échantillon. Par contre, si le seuil de linéarité est plutot permissif, des segments biaisés (tiretés épais) risquent d'etre obtenus.

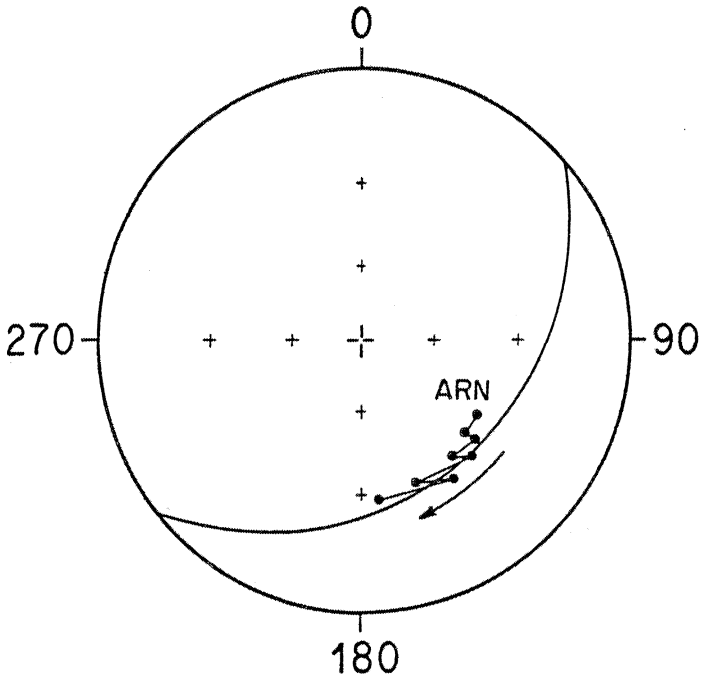


Fig. 6: Apparition d'une planarité artificielle dans une courbe de désaimantation, introduite par l'apposition au laboratoire d'aimantation parasites

laboratoires. Ceci pose des problèmes de confort d'utilisation (en particulier pour le transfert des données) et de coût de fonctionnement. La méthode graphique par contre peut être implantée sur n'importe quel micro-ordinateur équipé de lecteurs de disquettes et d'un écran graphique. Elle peut même être développée sur le terrain, pour le traitement des données acquises par les magnétomètres portables.

Le second point de comparaison possible concerne les performances des différentes méthodes. Il parait clair que dans les cas simples, toutes ces méthodes vont donner des résultats satisfaisants. Les problèmes vont se poser dans les cas complexes, d'aimantation multi-composantes, où les spectres de stabilité se recouvrent et où le bruit sur les mesures n'est pas négligeable (aimantation de faible intensité en particulier). Les points clés qui vont permettre d'évaluer les performances sont la façon dont le bruit sur les mesures est pris en compte, la façon dont les portions courbes sont traitées, la précision avec laquelle les composantes d'aimantation sont déterminées et l'introduction éventuelle de biais. En ce qui concerne les méthodes numériques, Kent et al. (1983) discutent ces problèmes, et concluent que leur méthode apporte des améliorations par rapport aux précédents algorithmes, en particulier parce qu'un poids est attribué aux mesures en fonction du bruit. Ils reconnaissent cependant que toutes ces méthodes nécessitent une décision externe pour le seuil de linéarité. Il faut souligner qu'il s'agit d'une décision extrèmement délicate, ainsi que cela est illustré par l'exemple de la figure 5. Dans cet exemple, la courbe de désaimantation présente des oscillations qui sont introduites par la procédure de traitement au laboratoire. En effet, certains processus provoquent l'acquisition d'aimantations parasites, de faible amplitude. Pour éviter une déviation systématique, l'opérateur est donc amené à alterner la position de l'échantillon dans l'appareil de désaimantation, ce qui produit ce genre d'oscillations. L'ajustement d'un segment de droite sur la courbe n'en conduira pas moins à une estimation correcte de la composante d'aimantation rémanente. Pour les méthodes numériques un seuil de linéarité contraignant abouti du rejet du segment, alors qu'un seuil plus permissif risque d'introduire des segments non représentatifs. De même, la recherche de planarité risque d'aboutir à des résultats aberrants (fig. 6): si le parasite a une certaine régularité, il peut dans ce cas introduire une planarité plus marquée que celle recherchée. Par contre, pour la méthode graphique, ce genre de situation ne présente pas de difficulté particulière. Ce n'est qu'une facette du problème plus général de la validité des ajustements visuels: peut-on les considérer comme aussi précis et objectifs que les ajustements numériques? Mon opinion sur cette question est que étant donné qu'il n'est besoin de faire aucune hypothèse pour réaliser un ajustement visuel, le résultat est tout aussi valable que celui d'un ajustement numérique pour lequel un modèle artificiel de bruit (Kent et al., 1983) est introduit. Enfin et surtout, je voudrais insister sur le coté évolutif de cette méthode par rapport aux méthodes numériques. Aussi développé soit-il, un algorithme de calcul ne peux obtenir que ce qu'il est concu pour obtenir. Il représente donc toujours un état de connaissance au moment de sa conception, et il reste figé pendant son utilisation, jusqu'à ce qu'un nouvel algorithme soit mis au point. Au contraire, la procédure graphique intéractive se rapproche d'un système expert, qui enrichit sa base de donnée à chaque utilisation. En effet, l'expérience de l'opérateur va jouer un rôle certain sur les résultats de l'interprétation. La philosophie sous-jacente à une telle méthode est donc exactement inverse à celle des méthodes numériques: l'opérateur est

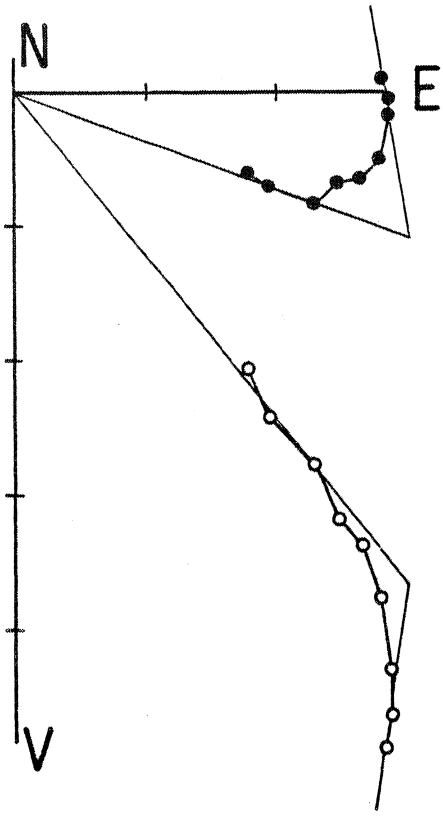


Fig. 7: Décomposition graphique de la courbe de désaimantation d'un échantillon à deux composantes de spectres superposés.

responsabilisé des résultats qu'il produit, au lieu de se décharger des problèmes éventuels de choix sur des machines au fonctionnement aveugle.

En conclusion, je présenterai un exemple d'application de la méthode graphique (fig.7), montrant son intéret pour le traitement des portions courbes des trajectoires de désaimantation. L'échantillon analysé présente en diagramme de Zijderveld une courbure régulière. Il est donc impossible d'obtenir des segments linéaires sur au moins 3 mesures successives. Les méthodes numériques ne pourront généralement pas obtenir de solution fiable sur un tel échantillon. Par contre, la coplanarité des mesures peut être testé et un plan d'aimantation déterminé. Dans un tel cas, notre système de traitement permet de contrôler la planarité des mesures (méthodes de Halls, 1976, avec une visualisation des résultats en projection stéréographique). La procédure d'interprétation graphique interactive permet alors de proposer une décomposition de la rémanence en deux composantes à spectres de stabilité partiellement superposés (Fig. 7). Bien entendu, cette décomposition n'est qu'une des solutions possibles et ne peut être utilisée directement comme estimation des composantes d'aimantation. Cependant, il est clair que les vecteurs obtenus décrivent le plan d'aimantation d'une part et d'autre part la partie de ce plan occupée par les aimantations détruites entre deux étapes successives. La comparaison de ces décompositions au niveau du site peut dans certains cas permettre d'argumenter le degré de séparation des composantes (en particulier dans le cas où les directions caractéristiques sont présentes avec les deux polarités). Sinon, on aura déterminé un secteur de plan d'aimantation pour le site, que l'on pourra comparer aux résultats des autres sites.

CHAPITRE II : Datation de l'acquisition de l'aimantation des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires ont un potentiel d'informations paléomagnétiques important. Bien que leur signal soit beaucoup plus faible, donc plus difficile à analyser que celui des roches volcaniques, il est apparu qu'elles avaient l'occasion d'acquérir des aimantations rémanentes à plusieurs moments de leur histoire: lors du dépot de grains détritiques magnétiques, orientés préférentiellement par l'action du champ magnétique terrestre (A.R. de dépot) ou bien postérieurement au dépôt, par réalignement de grains magnétiques soumis à des petites vibrations (microséismes, bio-activité) (A.R. post-déposition), ou encore par croissance In Situ de néominéraux magnétiques, lors d'une déshydratation, ou d'une élévation de température (diagénèse, enfouissement,...) (A.R. chimique). Bien entendu, les phénomènes orogéniques sont également susceptibles de générer de nouvelles aimantations ainsi que dans tout type de roche. Une nouvelle question se pose donc à l'analyste, quand il isole une composante d'aimantation: parmi ces nombreux processus, quel est celui qui est responsable de l'origine de cette composante, et en conséquence, quel est son âge d'acquisition? Sans réponse précise et argumentée à cette question, toute utilisation ultérieure du résultat paléomagnétique sera incertaine. Il s'agit donc bien d'un problème essentiel de la méthode paléomagnétique. Il est à noter également que les roches sédimentaires ont très souvent des aimantations composites (multivectorielles). L'utilisation d'une méthode analytique de détermination de leurs composantes est donc absolument nécessaire. Certains auteurs utilisent les résistances de ces diverses composantes d'aimantation vis-à-vis des facteurs démagnétisants comme moyen de datation relatif, les plus stables étant considérés comme les plus anciennes. Mon expérience m'incite à réfuter en général ce type d'argument (cf. appendice 2). En effet, cette résistance dépend surtout du type de minéral porteur de l'aimantation. Cependant, s'il est démontré qu'une même population de grains magnétiques est porteuse de plusieurs composantes, cet argument peut être valide.

A l'origine, les sédiments étudiés étaient pour la plupart des séries rouges, du fait de leur forte teneur en fer, et du signal magnétique relativement intense résultant. Aujourd'hui, avec l'amélioration technologique apportée par les magnétomètres cryogéniques, presque tout type de roche peut être mesuré et le nombre de résultats obtenus sur des roches sédimentaires va donc en croissant. Ce problème est donc d'autant plus actuel. Il est par exemple à l'origine de la discussion portant actuellement sur l'âge des aimantations rémanentes des formations calcaires d'age Paléozoique Supérieur du craton Nord-Américain (Roy et Morris, 1983; Irving et Strong, 1985).

Les moyens analytiques pour résoudre ce problème se groupent en trois catégories: (1) l'utilisation des structures sédimentaires ou tectoniques comme moyen de datation relative, basée sur une stratégie d'échantillonnage, (2) l'identification par des expériences de laboratoire des minéraux magnétiques porteurs de l'aimantation rémanente, ou (3) l'observation microscopique de la texture et de l'environnement de ces minéraux. On peut ajouter à cela une méthode plus indirecte, (4) consistant à comparer le résultat paléomagnétique à des références adéquates. Quant à l'âge de la

roche elle-même, on ne peut le considérer que comme la limite ultime de la fourchette d'âge possible pour les aimantations qu'elle porte.

Dans le premier groupe, la méthode la plus fréquemment employée, devenue un standard des études paléomagnétiques, est le test de plissement, introduit par Graham en 1949, et qui permet de comparer l'âge relatif de l'aimantation et du plissement. Cependant, en toute rigueur, cette méthode ne permet de déterminer qu'un extrème de la gamme d'âge possible. Il est donc nécessaire de compléter l'analyse par d'autres comparaisons du même genre, ou en utilisant les autres moyens analytiques cités plus haut. Les structures employées sont par exemple les structures sédimentaires, comme les stratifications entrecroisées (Elmore et Van der Voo, 1982; Appendice 1), les figures de charges (Liebes et Shive, 1982), les plis syn-sédimentaires (Lowrie et Hirt, 1985), l'existence de niveaux conglomératiques, par comparaison de la rémanence de "galets" avec celle de la matrice (Graham, 1949; Appendice 1 et 11). On arrive ainsi à déterminer un intervalle d'âge possible, dont la largeur dépend, de l'écart temporel entre évènements sédimentaires (âge de la roche) et évènements tectoniques (âge de la déformation). Il n'est généralement pas possible d'obtenir ainsi un âge précis. On est contraint à ce stade d'utiliser la comparaison à des références "fiables" pour aller plus loin. Un exemple d'une telle analyse est donnée par l'appendice 1. Cependant, on arrive exceptionnellement à obtenir un âge ponctuel, par exemple dans le cas des aimantations syn-tectoniques, caractérisées par un regroupement des directions d'aimantations grâce à un déplissement partiel (appendice 14). Il est important de noter que ces méthodes sont basées sur une stratégie d'échantillonnage. Elles doivent donc être mises en oeuvre lors du prélèvement des échantillons. Il est clair que la collaboration entre paléomagnéticiens et géologues à ce stade de l'étude facilite le repérage de ces structures discriminantes.

Contrairement à ces méthodes "naturalistes", les autres moyens d'analyse sont basés sur des expériences de laboratoire, nécessitant parfois des instruments extrèmement sophistiqués. L'identification des minéraux magnétiques se fait par exemple en utilisant une balance thermomagnétique pour déterminer la température de Curie, grandeur caractéristique d'un minéral magnétique. Dans les études paléomagnétiques réalisées à Rennes, de telles expériences sont généralement conduites. Un certain nombre de courbes Js/T obtenues ainsi se trouvent dans ce mémoire (appendices 10, 11 et 12). Parallèlement aux températures de Curie, un autre moyen d'identifier les porteurs des aimantations rémanentes consiste à faire acquérir de nouvelles aimantations aux échantillons (aimantations thermorémanente, visqueuse, isotherme,...) et à regarder comment se passe l'acquisition et quelles sont les propriétés des aimantations obtenues. Des expériences similaires, conduites sur des échantillons artificiels, ont permis de définir le comportement attendu pour les minéraux magnétiques les plus courants, en fonction de leur composition chimique, ou de la taille de leur réseau cristallin. Les paramètres d'identification les plus couramment utilisés sont le champ de saturation d'une aimantation rémanente isotherme, ses champs coercitifs et température de déblocage, la présence ou non de transitions cristallographiques à basse température,... L'inconvénient majeur de ces méthodes est qu'elles caractérisent l'ensemble des minéraux magnétiques présents dans la roche, pas uniquement ceux porteurs d'une composante d'aimantation que l'on cherche à dater. On peut noter cependant que la dissolution préférentielle des oxydes de fer en grain fin par l'attaque

chimique à l'HCl (dans les roches poreuses et non calcaires) permet parfois d'associer une famille minérale à une composante d'aimantation (appendices 1, 2, 11): il est en effet possible de comparer les propriétés magnétiques avant et après dissolution, et d'attribuer les différences aux minéraux dissous, ainsi que cela se fait pour les aimantations rémanentes naturelles au cours de la désaimantation chimique.

La cristallographie et la chimie procure également des moyens d'identification. La diffraction des rayons X, par exemple, permet de déceler la présence d'un réseau cristallin s'il est suffisemment abondant, ainsi que d'estimer les paramètres du réseau. Les analyses chimiques permettent aussi de doser les éléments essentiels des constituants magnétiques (Fer, Titane...). Enfin, les nouveaux moyens d'analyse fine (microsonde, microscopie électronique) permettent de se faire une idée de la répartition de ces éléments dans la roche. De plus l'observation des relations des minéraux magnétiques avec les autres constituants de la roche peut permettre de contraindre l'âge de cristallisation. Cependant, ces méthodes sont moins directes car le magnétisme ne dépend pas que de la composition chimique. Il dépend également de la taille des grains, de leur forme,... et en particulier les grains magnétiques les plus stables, à savoir les grains monodomaines, sont souvent de taille inférieure au micron et ne sont pas toujours observables, même avec ces outils extrèmement puissants et perfectionnés.

Pour conclure cette discussion, il est opportun de souligner la précarité des interprétations basées sur les comparaisons avec des données paléomagnétiques de référence, bien que ce soit souvent le seul moyen utilisable pour la datation de composantes d'aimantation. Je l'ai d'ailleurs moi-même utilisé à plusieurs reprises (voir en particulier appendice 2). Cependant, il est assez paradoxal que certaines de nos références soient moins documentées et moins fiables que les données que nous produisons à l'heure actuelle. D'autre part, cette méthode risque d'attribuer un même âge à des aimantations qui ont des directions similaires, même si elles ne sont pas contemporaines. Enfin, certaines interprétations s'avèreront immanquablement inexactes au fur et à mesure que de nouvelles données apparaitront, et complèteront les références. Il faut donc considérer ces interprétations comme étant provisoires, "faute de mieux", et ne pas hésiter à les remettre en question, ou à prévoir des études complémentaires, quand des incompatibilités apparaissent. Il faut d'autre part se garder des possibilités de raisonnement circulaires qu'autorisent cette méthode.

La difficulté de dater avec précision les aimantations des roches sédimentaires est lourde de conséquence. Ainsi, à l'incertitude expérimentale sur la détermination de la direction paléomagnétique, et donc sur la position du pôle correspondant, s'ajoute une incertitude probablement plus importante sur l'âge. Dans les comparaisons, il devient parfois très délicat d'interpréter les différences en terme d'espace (déplacements continentaux) ou de temps (diachronisme des données). Le problème devient d'autant plus difficile que l'on cherche à travailler sur des périodes anciennes où les incertitudes sur les âges des roches s'expriment parfois en centaines de millions d'années (Précambrien ancien).

Appendice 1

Earth and Planetary Science Letters, 67 (1984) 391–399
Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam – Printed in The Netherlands

[4]

Secondary magnetizations from the Clinton-type iron ores of the Silurian Red Mountain Formation, Alabama

Hervé Perroud * and Rob Van der Voo

Department of Geological Sciences, the University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109 (U.S.A.)

Received May 6, 1983
Revised version received November 8, 1983

From 27 (out of a total of 29) sites a characteristic pre-folding magnetization has been obtained with $D = 150°$, $I = +20°$, $\alpha_{95} = 3.5°$, and paleopole at 38°N, 132°E. However, we conclude from a bedding-error test and a conglomerate test, as well as from descriptions of the hematite as a replacement mineral, that the magnetization is a (late) post-depositional chemical remanent magnetization. The age constraints on the magnetization, between Middle Silurian and Early Permian, can be refined by a comparison with the apparent polar wander path for cratonic North America; this comparison suggests a Late Carboniferous age for the magnetization and the hematite, which constitutes the principal component of the iron ores. Similar Late Paleozoic remagnetizations have been noted in other Appalachian and mid-continent formations and suggest a widespread, but as yet ill-defined mechanism for the remagnetization. It is tempting to correlate this event with the early phases of the Alleghenian orogeny in Carboniferous times and with possible fluid migrations resulting from the tectonism.

1. Introduction

The mid-Paleozoic segments of the North American apparent polar wander path are not well defined, although in recent years several Silurian [1,2] and one Early Devonian paleopole 5 [3] have been determined. Although the ancient Appalachian margin sequence has been subsequently deformed during the Alleghenian orogeny, there is little question that these formations of the Valley and Ridge Province formed part of cratonic North America, and the additional advantage of possible fold tests to constrain the age of the magnetization prompted us to undertake an investigation of the Red Mountain Formation of Lower to Middle Silurian age in Alabama [4–6].

Previous paleomagnetic work has been published for this formation in the early days of paleomagnetism [7] but the resulting paleopole was based on only 7 samples, studied without extensive demagnetization techniques. In addition, Buchan and Hodych described some of their results in a presentation at the meeting of the American Geophysical Union [8,29].

From these preliminary investigations, it appeared that the Red Mountain carries a pre-folding magnetization; yet, its paleopole does not fall near to other Silurian paleopoles. Consequently, we organized our sampling to provide us with additional field tests, in order to provide constraints on the age of magnetization.

The geological setting of the sampling area is fairly well known [9–12]; where necessary, we discuss significant details of the geology in the following sections.

* Permanent address: Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles (CAESS), L.P. 466 of the C.N.R.S., Institut de Géologie, Université de Rennes, 35042 Rennes Cédex, France.

0012-821X/84/$03.00 © 1984 Elsevier Science Publishers B.V.

2. Sampling and laboratory procedures

From 29 sites (Fig. 1), 200 samples have been drilled in the field and oriented with a Brunton compass. Sites were selected to provide fold-, conglomerate-, and bedding-error tests [13,14], and to investigate as many different lithologies as possible. The lithologic facies range from typical hematitic ore beds, such as for example the four seams in the Red Mountain outcrop at the expressway just south of Birmingham (Fig. 1), to fine-grained, dark-grey to reddish-grey hematitic sandstones; we will refer in this paper to these two lithologies as the "red" and the "grey" sites. The generation of hematite in these Clinton-type iron ores has been shown [15,16] to be associated with extensive replacement textures of calcitic fossil fragments, which form the principal constituent of the ores. The most abundant fossils are bryozoa, brachiopods, trilobites, echinoderms, ostracod fragments and fecal pellets, which are all typical of the Middle Silurian (e.g., *Pentamerus oblongus*).

The two conglomerate lenses sampled (sites 20 and 21) are formed by discoid cobbles of laminated sandstone or limestone, up to 10 cm in length, and set in a dark-red hematitic and calcitic matrix; they are thought to be derived from layers of the

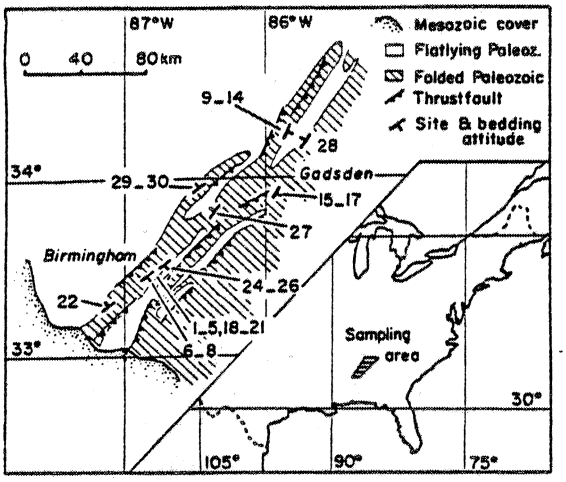


Fig. 1. Schematic geologic map of the sampling area with sites indicated by the strike and dip symbols and their site numbers, corresponding to those of Table 1.

Red Mountain Formation itself [9]. Cross bedding is fairly common, with foreset dips up to 20°, and cross beds were sampled at two sites (18 and 19) with the same lithologies as the other red sites.

The Red Mountain Formation in this south Appalachian setting is representative of the North American cratonic margin and was deformed during the Late Carboniferous/Early Permian Alleghenian orogeny, that involved folding and thrusting [12]. In the Birmingham area, the folds are asymmetric, with gentle eastward dips and nearly vertical westerly limbs, the latter being located near the thrust planes, and possibly involving considerable structural complexities. As a consequence, the usefulness of the steeply dipping sites on the westerly limbs is limited, albeit essential for Graham's fold test [13].

Samples have been cut in the laboratory to standard 2.4 cm height, and natural remanent magnetizations (NRM's) have been measured with either an ScT cryogenic magnetometer or a Schonstedt spinner magnetometer. Alternating field (AF) demagnetizations were performed with a Schonstedt AF demagnetizer, and thermal demagnetizations were done in a Schonstedt furnace, with cooling in a residual field of less than 10 nT. A majority of the specimens were progressively demagnetized, with up to 10 steps, but when univectorial magnetizations became apparent treatment involved fewer steps. Chemical demagnetizations were performed following the procedures of Park [17] and Henry [18]. Many samples contained calcitic cement, so acid concentrations were chosen at low levels until no further calcite dissolution became apparent, whereupon acid normality was increased gradually up to 10*N*. During the first steps leaching had to be performed in a fume hood, but after calcite dissolution was completed the samples were leached in field-free space (usually after 10 hours of leaching).

Demagnetization results have been interpreted with the aid of Zijderveld [19] diagrams as well as great-circle analysis [20]. Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition experiments were carried out up to 5 T with a cryogenic magnet, involving pairs of leached and non-leached samples. Site-mean directions are given in Table 1 with their associated statistical parameters.

TABLE 1

Site-mean paleomagnetic directions

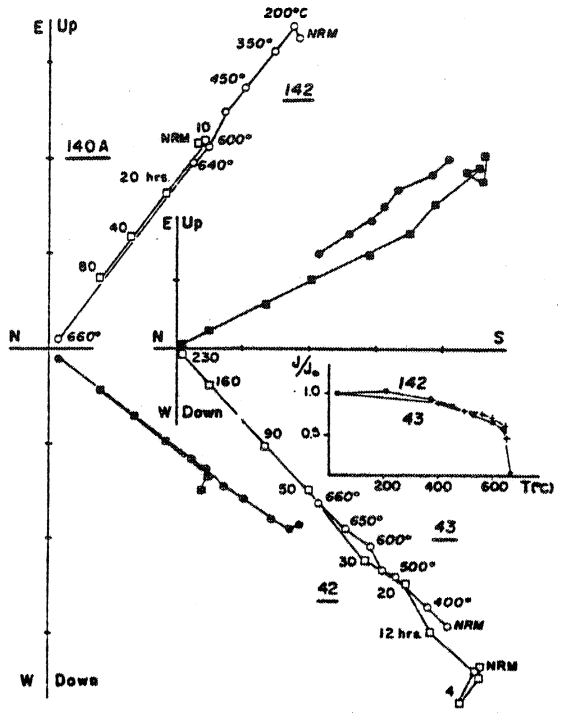
Site	N/N_0	Treatment	Before T.C. decl/incl	After T.C. decl/incl	k	α_{95}	Comments
1	9/9	AF, th, ch	154/+31	154/+12	446	2.4	
2	8/8	AF, th, ch	154/+36	154/+12	102	5.5	
3	8/8	AF, th, ch	154/+36	154/+13	324	3.1	
4	7/7	AF, th, ch	157/+38	154/+13	87	6.5	grey ss.
5	7/8	th, ch	152/+37	151/+14	73	7.1	1 sample destroyed by HCl
6	10/10	th, ch	149/+39	148/+22	596	2.0	
7	7/9	th, ch	151/+44	152/+25	862	2.1	1 core rejected (orientation?)
8	6/6	th, ch	152/+38	154/+22	146	5.6	
9	12/12	AF, th, ch	159/+39	156/+23	83	4.8	grey ss. (see Fig. 3)
10	4/4	th	160/+19	159/+3	829	3.2	
11	8/8	AF, th, ch	159/+44	151/+31	35	9.5	grey ss.
12	9/9	Af, th, ch	162/+39	155/+29	149	4.2	grey ss.
13	7/7	th, ch	158/+31	154/+20	130	5.3	
14	0/9	AF, th, ch	–	–	–	–	rejected; no consistency
15	6/6	AF, th, ch	154/+48	147/+24	11	21.0	grey ss.
16	6/6	AF, th, ch	159/+54	147/+23	70	8.1	grey ss.
17	4/4	AF, th, ch	141/+53	136/+20	31	17.0	grey ss.
18	12/12	th	148/+37	148/+17	548	1.9	bedding-error test (Fig. 5)
19	11/11	th	151/+42	150/+25	770	1.6	bedding-error test (Fig. 5)
20	12/13	th	149/+43	148/+17	169	3.3	conglomerate test (Fig. 6)
21	13/13	th	151/+42	149/+23	171	3.2	conglomerate test (Fig. 6)
22	14/14	th, ch	222/−47	203/+19	150	3.3	excluded from overall mean
24	11/11	th	138/ +7	138/+11	136	3.9	
25	12/12	th	142/+18	141/+31	397	2.2	
26	8/8	th	147/ +17	143/+18	404	2.8	
27	7/7	th	169/−44	168/+39	237	3.9	
28	4/8	th	143/ +1	147/+35	294	5.4	4 samples give only VRM
29	9/9	th	151/ −3	151/+10	170	4.0	
30	9/9	th	148/ +3	149/+16	80	5.8	
Mean 27/29			152/+30 $k=14$	150/+20 $k=64$			excluding sites 14, 22.

N is the number of samples used in the statistical analysis, versus N_0, which is the total number of samples measured; T.C. denotes correction for the tilt of the strata; decl/incl are the declination and inclination in degrees; k and α_{95} are the statistical parameters associated with the mean direction, giving unit weight to N.

3. Paleomagnetic results

3.1. Comparison of magnetic behavior in red and grey samples

Zijderveld plots are displayed in Figs. 2 and 3. Typical behavior of the red sites (Fig. 2) was characterized by univectorial decay to the origin in thermal as well as chemical demagnetization. The directions are mostly southeasterly, with inclinations before structural correction ranging from intermediate downward to intermediate upward. A composite nature of the total NRM of these samples is unlikely, as blocking temperature spectra as well as solubility spectra would have to be completely overlapping in the case of two magnetization components. Maximum blocking temperatures and the coincidence of magnetization decay with the disappearance of the red coloration are strongly suggestive of hematitic pigment as the principal magnetic carrier in the red sites. Hence, we conclude that a chemical origin of the magnetization in these red sites is likely, although the blocking temperature spectra are rather discrete,



with 50% of the magnetization disappearing between 640° and 665°C (Fig. 2).

In the grey sites, the NRM intensity is one to two orders of magnitude smaller than for the red sites (0.5 to 5×10^{-3} A m^{-1} compared to 5×10^{-2} A m^{-1}). Zijderveld plots for the grey sites (Fig. 3) show multivectorial magnetizations, with two clearly distinct components. The characteristic component is again southeasterly and is removed first during leaching (sample 53A), while it appears that it remains as a higher coercivity compo-

Fig. 2. Demagnetization diagrams [19] for chemical (squares, leaching time in hours) and thermal (circles, temperatures in °C) demagnetization of red samples from site 22 (samples 140, 142) and site 7 (samples 42, 43). Full (open) symbols denote projections onto the horizontal (vertical) plane. Units on the axes are in 10^{-2} A m^{-1}. The inset shows the normalized magnetization intensity plotted versus temperature during thermal demagnetization. The coordinate axes are uncorrected for the structural tilt.

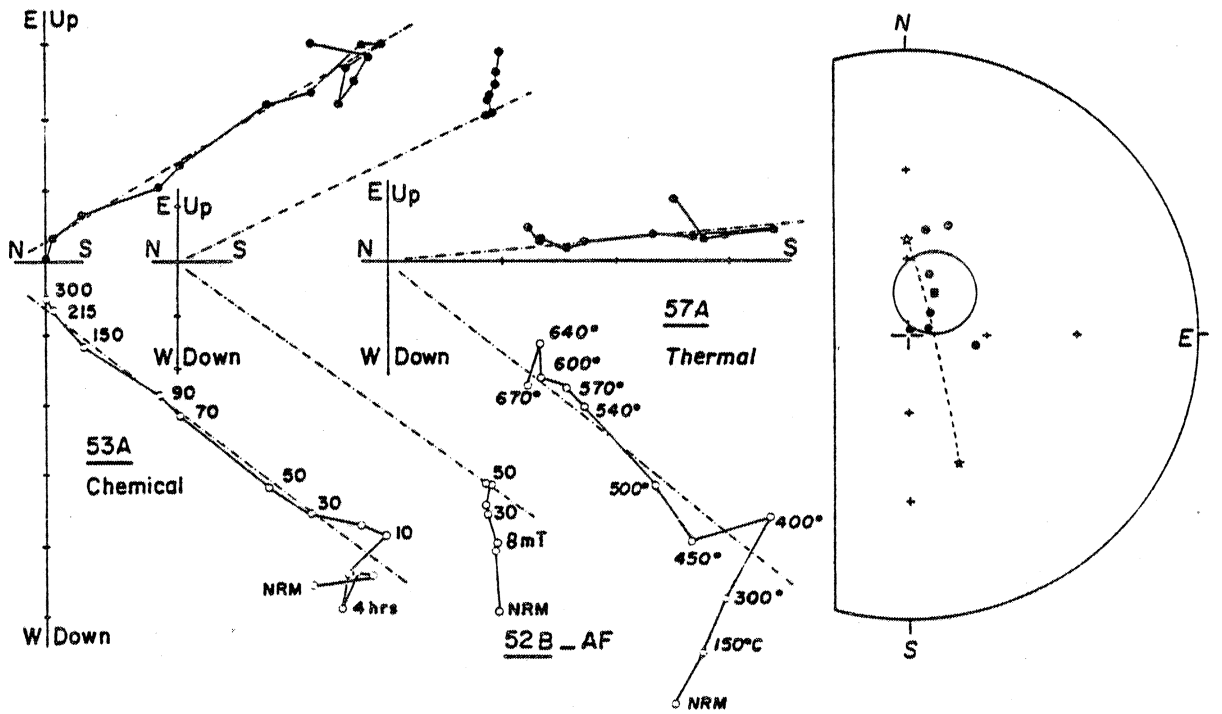


Fig. 3. Demagnetization diagrams (as in Fig. 2) for chemical, AF, and thermal treatments of grey samples from site 9, and a stereoplot of the recent overprint magnetizations of this site. Units on the axes are in 10^{-3} A m^{-1}. The full star in the stereoplot is the mean direction of the characteristic magnetizations for this site, and the open star is the present-day magnetic field direction. All symbols are plotted on the lower hemisphere, and all plots are without correction for the structural tilt. The square represents the mean of the recent overprint directions, plotted with its circle of 95% confidence.

nent in the samples after AF demagnetization up to 50 mT (sample 52B). Thermal demagnetization reveals this magnetization at higher blocking temperatures, characteristic of hematite, after removal of a low-blocking temperature component aligned with the present-day field direction (sample 57A). Where the latter component could be isolated, it usually displays a steeply inclined north to northeasterly direction. Fig. 3 displays a plot of these directions observed in site 9, with mean $D = 33°$, $I = +70°$, $\alpha_{95} = 16°$, $N = 7$ specimens. We interpret this direction as a viscous present-day field magnetization. However, in some cases magnetizations of samples from the grey sites appear to decay linearly, but not to the origin, and this component could not be isolated (e.g., sample 53A in Fig. 3). In these cases great-circle analysis was performed. Often the in-situ greatcircles pass through the characteristic direction as well as the present-day field direction, but not always: however, the only best-fitting intersections obtained in this procedure are those that reveal the characteristic southeasterly direction of the other grey sites as well as all the red sites. Th efact that no other convergence (before or after structural correction) was observed, indicates that some of the unresolved components are of random orientation in addition to those with an alignment parallel to the present-day field. In summary, the only consistent magnetization other than a present-day field direction (e.g., site 9 in Fig. 3) is the southeasterly direction that is characteristic for the red sites as well.

The IRM acquisition experiments (Fig. 4) show

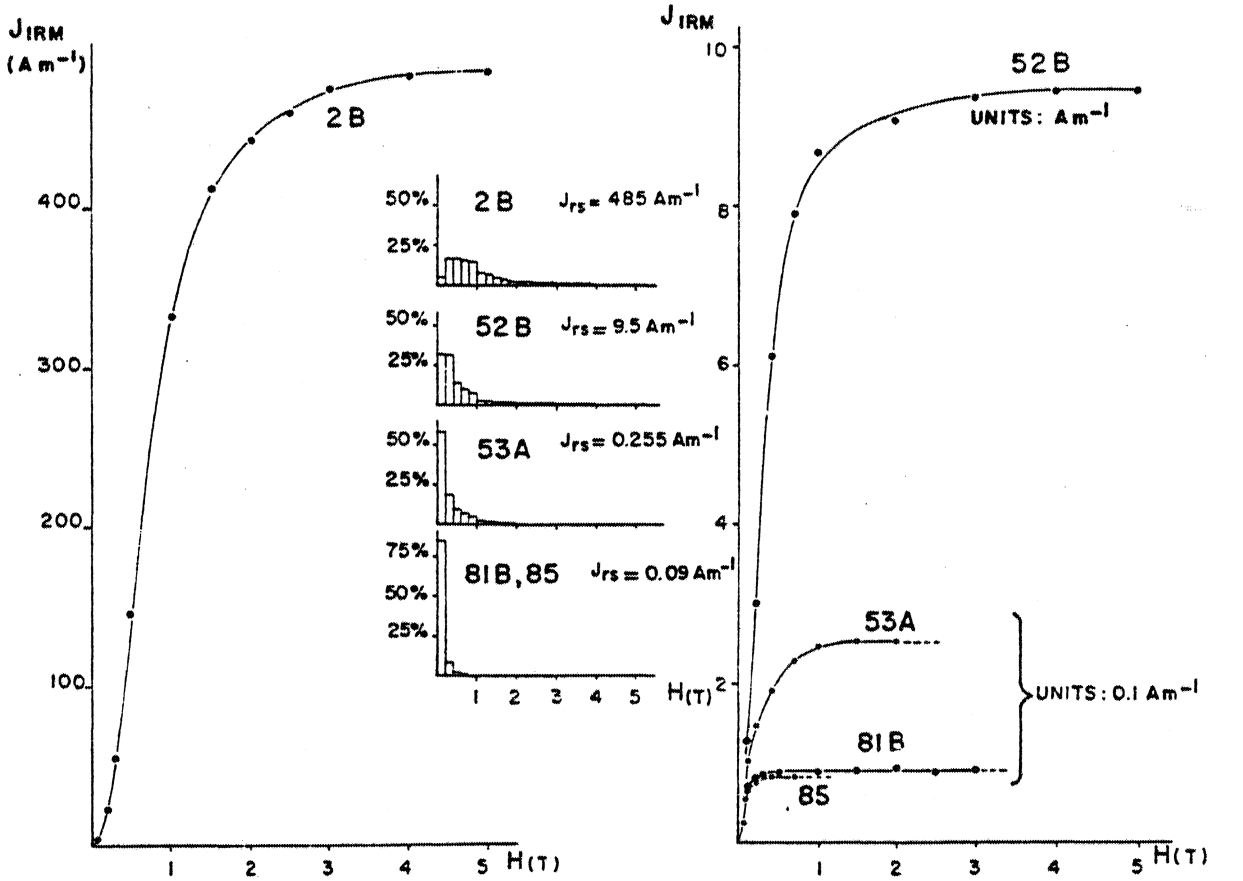


Fig. 4. Acquisition curves of isothermal remanent magnetizations (IRM's) and the corresponding coercivity spectra; large dots are for unleached samples and small dots for samples after chemical treatment. J denotes magnetic intensity, and J_{rs} is the intensity of the remanence after saturation; the magnetic field values are given in tesla (T).

similarities as well as differences between red and grey sites. Sample 2B (red site, Fig. 4) reveals a coercivity spectrum typical of hematite, reaching saturation only at 5 T. Samples from the grey sites reveal a correlation between decreasing intensity of saturation magnetization (J_{rs}) and a progressive shift of the coercivity spectra towards the lower end, as can be seen for samples 52B, 53A, 81B and 85. We interpret the lower-coercivity phase in the grey sites as a remanence carrier which is either magnetite or large-grained specularite [28], with site 14 (samples 81 and 85 in Fig. 4) showing the largest amount of this carrier (85% of the J_{rs} is acquired by 0.2 T). In view of the behavior of these samples during AF, thermal, and chemical demagnetization this lower-coercivity phase is thought to be responsible for the viscous present-day field directions, whereas the characteristic magnetizations in such sites is carried by a high-coercivity, high-blocking temperature phase such as fine-grained hematite.

Below we will discuss the fold test, which is positive, in more detail; nevertheless, it is worth noting here that the mean direction determined for the grey sites (after structural correction) is $D = 149°$, $I = +23°$, $\alpha_{95} = 6.5°$, which is statistically identical to the mean direction for the red sites (after structural correction), with $D = 151°$, $I = +19°$, $\alpha_{95} = 4.3°$. It appears obvious to us, therefore, that the two (red and grey) lithologies have acquired their magnetizations in the same paleofield and probably by the same mechanism, and their magnetizations are consequently of the same age. Grey and red sites can thus be treated without further distinction as one group in the following sections.

3.2. *Bedding error test*

In order to test whether the magnetization of the Red Mountain Formation is of detrital origin, two sites with cross bedding were collected (18 and 19), even though we already suspected from the first demagnetization results that the magnetization could well be a chemical remanent magnetization (CRM). Each of these two sites has two sets of samples with a different orientation of foreset dips. The results of the test are presented in Fig. 5,

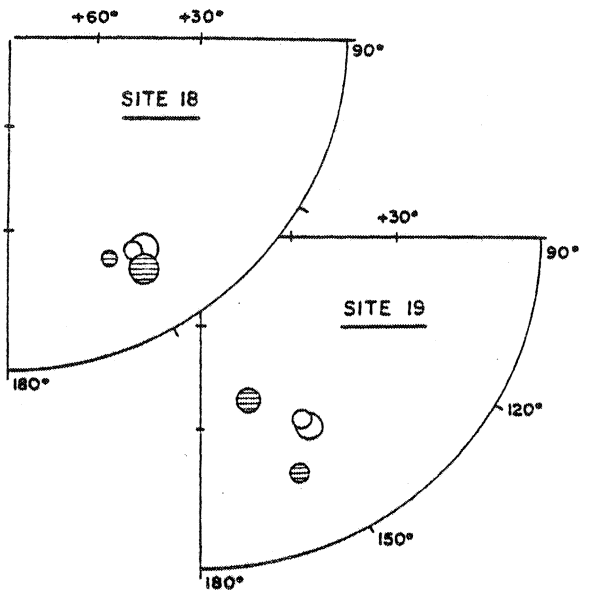


Fig. 5. Stereographic projections (lower hemisphere) of the directions before and after the bedding error test. The circles of 95% confidence are plotted for the subsets of each site which have different foreset dips, with respect to the paleohorizontal (unshaded, measured at regular layer boundaries), and after a hypothetical correction for foreset dip (shaded; see text for explanation). In both sites, the bedding error test is negative and illustrates that the magnetization was acquired after deposition.

plotted with respected to paleo-horizontal (taken from the overall dip of the strata without cross beds). Following the discussion of Elmore and Van der Voo [14], in which they demonstrated a clear correlation between foreset dip and inclination deviation in the case of inferred detrital remanences (whereas a younger, superimposed CRM does not show such a correlation), our test consists of a comparison between the two subsets of data for each site in two settings: one without any correction (open circles of confidence in Fig. 5), and one with a "correction for foreset dip" (shaded in Fig. 5). It must be noted that this "correction" is hypothetical only, and serves no other purpose than to test whether an inclination deviation exists that correlates with foreset dip. If better inclination agreement exists after "correction", such a correlation is demonstrated, whereas if the results diverge more after "correction" than before, no correlation exists. The results of Fig. 5 show that

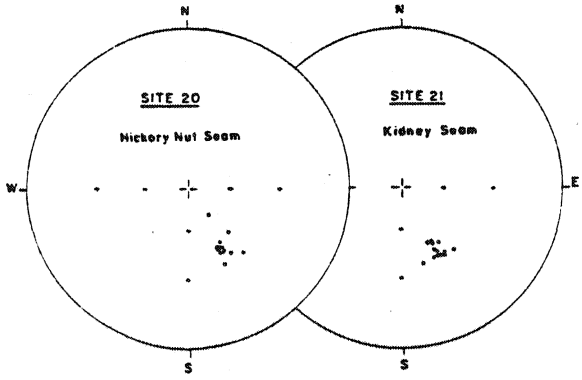


Fig. 6. Stereoplots with the sample directions (uncorrected for structural tilt of the strata) for two sites of conglomeratic beds (lower hemisphere projections). The good clustering of the directions reveals that the magnetization was acquired, probably as a CRM, after deposition.

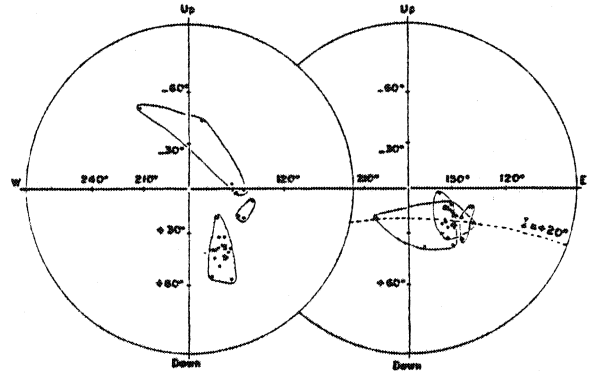


Fig. 7. Stereoplots (note the vertical projection!) of the site-mean directions before (left) and after (right) correction for the tilt of the strata. Envelopes are shown for NW-dipping, SE-dipping and subhorizontal sites. The fold test for this collection is positive, with all directions converging upon a mean direction with a +20° inclination (as indicated on the right), indicating that the magnetization was acquired before the Late Carboniferous to Early Permian folding.

for both sites, no correlation exists and we can conclude that there is no indication of a bedding error in the magnetization. This, in turn, we interpret as lack of support for a detrital origin for the characteristic magnetizations; it appears that a CRM is more likely than a DRM.

3.3. *Conglomerate test*

To provide further information about the age of the magnetization, two conglomerate layers (sites 20 and 21) were sampled, with a collection of 26 samples from 22 individual pebbles. If the magnetization had been acquired before redeposition of these pebbles, their present magnetic directions would be expected to be random. However, our observations reveal (Fig. 6) that the in-situ magnetic directions are very well clustered at both sites (k is of the order of 170), and their means are identical to those of the other sites discussed earlier. The test indicates, therefore, that the magnetization was acquired after the deposition of the pebbles, most likely as a CRM, in agreement with our earlier conclusions.

3.4. *Fold test*

Graham's [13] classical fold test has been applied to our results to check whether the magnetization was acquired before or after the Alleghenian folding (Fig. 7). Excluded from consideration in the test was site 22, which gave an anomalous southwesterly direction, which we will discuss further below. The precision parameter k increases from 14 to 64 (for $N = 27$ entries), which indicates that the results pass the fold test at a significant level with better than 99% confidence. Consequently, the magnetizations of the Red Mountain Formation were acquired before the Late Carboniferous/Early Permian folding.

Site 22 revealed after structural correction the same inclination as the other sites (Fig. 7), which leads us to suspect complexities in the structural setting as the cause of the declination anomaly. We can rule out the possibility that the magnetization of site 22 is composite: the demagnetization diagrams (chemical as well as thermal) of this site (Fig. 2) show the same univectorial behavior as the other sites. We can also reject the hypothesis of a later complete remagnetization, because the direction does not correspond to any younger known paleofield. We have investigated the possibilities of oroclinal bending (although not seen in the other sites), rotations of a thrust sheet (negated by the directions of other sites) and the possibility of plunging folds. Following Perroud [21] and

Schwartz and Van der Voo [22], the results have been analyzed by correlation of declination anomalies and structural trends (strikes), and it appears that this correlation is negative: applying a "strike correction" [21] the precision parameter k decreases from 50 to 25 for the eight areas used as independent entries in the analysis. Consequently, we must assume that if the mean direction of site 22 is deviating because of structural complexities, then the vertically dipping strata of this site must have rotated in a plunging fold setting, which is undetectable in the field because of poor outcrop conditions.

Finally, we can conclude that there is no reason to assume that the magnetization was acquired *during* the folding: dividing the sites into three groups (SE dipping, NW dipping and subhorizontal), it can be seen in Fig. 7 that the fold test is entirely positive. Mean inclinations after structural correction for the three groups are +19°, +20°, and +24°, whereas they are very different before structural correction (Fig. 7).

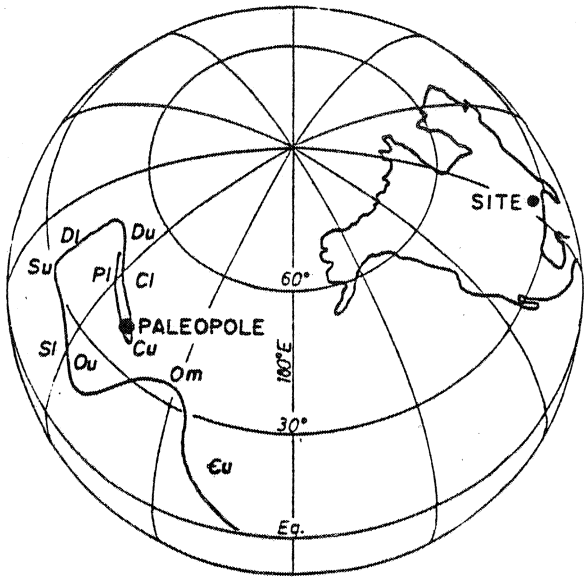


Fig. 8. Comparison of the paleopole for the Red Mountain Formation with the Paleozoic apparent polar wander path of cratonic North America [23], in orthographic projection.

4. Conclusions

A very stable and well-defined magnetization, with $D = 150°$, $I = +20°$, and $\alpha_{95} = 3.5°$, is carried by hematite of chemical (diagenetic) origin in the Red Mountain Formation. The hematite is responsible for the designation of iron ore to several seams of this formation, and is demonstrably of secondary origin, occurring as a replacement of former calcite cement and clastic fragments [15]. On the other hand, the magnetization predates the Late Carboniferous/Early Permian folding, so it must be bracketed between Middle Silurian and Early Permian. In order to be able to define the magnetization age more precisely, our only recourse is to compare the paleopole from the Red Mountain (38°N, 132°E, $dp = 1.9°$, $dm = 3.7°$) with the apparent polar wander path of cratonic North America for the Paleozoic [23]. Assuming that the post-Middle Silurian path is sufficiently characterized, the only period for which the Red Mountain paleopole is compatible with the path is the Late Carboniferous (Fig. 8), which is within the range prescribed by our tests. Thus, the hematite formation in the iron ores of the Red Mountain Formation would be associated with a Late Carboniferous diagenetic event. It is of interest to note that several other red beds from the Appalachians have yielded probable Late Carboniferous magnetic overprints, in addition to presumably primary magnetizations, such as the Rose Hill [1], and the Juniata [24]. Appalachian carbonates [25,26] as well as the Late Ordovician Neda iron ores in Wisconsin [27] give also similar poles, indicative of extensive remagnetizations during the Late Paleozoic.

It hardly needs emphasizing that our study, furthermore, demonstrates that a fold test alone is not to be taken as conclusive proof of a primary (i.e., syn-depositional) age of the magnetization, nor can the linearity of the demagnetization trajectories or the stability of the magnetization be used for this purpose. Extensive rockmagnetic, optical- and electron microscope studies, in addition to bedding error, conglomerate, or slump tests, remain the only recourse in deciding whether a magnetization is contemporaneous with the deposition age.

Acknowledgements

This study was started by Peter M. Brown during the course of his graduate studies at the University, and we thank him for his valuable preliminary work. The postdoctoral fellowship of H. Perroud is gratefully acknowledged, and we thank K. Matson and R.J.E. Johnson for their help and advice in laboratory and field procedures. This study was supported by the National Science Foundation, Earth Science Division, grant EAR 81-03031.

References

1 A.N. French and R. Van der Voo, The magnetization of the Rose Hill Formation at the classical site of Graham's fold test, J. Geophys. Res. 84, 7688–7696, 1979.
2 D.H. Wilkinson, R. Van der Voo and C. McCabe, Paleomagnetism of Silurian reef limestones in Ohio and Indiana, EOS 62, 271–272, 1981.
3 P. Dankers, Implications of Early Devonian poles from the Canadian Arctic Archipelago for the North American apparent polar wander path, Can. J. Earth Sci. 19, 1802–1809, 1982.
4 G.W. Colton, The Appalachian Basin—its depositional sequences and their geologic relationships, in: Studies of Appalachian Geology, Central and Southern, G.W. Fisher, F.J. Pettijohn, J.C. Reed, Jr. and K.N. Weaver, eds., pp. 5–47, Wiley Interscience, New York, N.Y., 1970.
5 T.D. Cook and A.W. Bally, Stratigraphic Atlas of North and Central America, 272 pp., Princeton University Press, Princeton, N.J., 1975.
6 C.K. Swartz et al., Correlations of the Silurian formations of North America, Geol. Soc. Am. Bull. 53, 533–538, 1942.
7 L.G. Howell, J.D. Martinez and E.H. Statham, Some observations on rock magnetism, Geophysics 23, 285–298, 1958.
8 K.L. Buchan and J.P. Hodych, Paleomagnetism of the Silurian oolitic hematite ores of Birmingham, Alabama, EOS 63, 308, 1982.
9 D.N. Bearce, Origin of conglomerates in Silurian Red Mountain Formation of Central Alabama: their paleogeographic and tectonic significance, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 57, 688–701, 1973.
10 W.A. Thomas and D.N. Bearce, Measured section, Red Mountain Expressway cut, Birmingham, Alabama, in: Alabama Geol. Soc. 9th Annu. Field Trip Guideb., pp. 231–240, 1971.
11 W.A. Thomas, Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin, Am. J. Sci. 277, 1233–1278, 1977.
12 R.D. Hatcher, Jr. and A.L. Odom, Timing of thrusting in the southern Appalachians, U.S.A.: model for orogeny?, J. Geol. Soc. 137, 321–327, 1980.
13 J.W. Graham, The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks, J. Geophys. Res. 54, 131–167, 1949.
14 R.D. Elmore and R. Van der Voo, Origin of hematite and its associated remanence in the Copper Harbor Conglomerate (Keweenawan), Upper Michigan, J. Geophys. Res. 87, 10918–10928, 1982.
15 M. Cooper, Replacement textures in the Silurian Clinton-type iron ores of the Birmingham district, Alabama, 78 pp., M.Sc. Thesis, University of Missouri, Rolla, Mo., 1981.
16 M. Cooper and R.D. Hagni, Replacement textures in the Silurian Clintontype iron ores from the Birmingham district, Alabama, Geol. Soc. Am. Abstr. Prog. 13, 430, 1981.
17 J.K. Park, Acid leaching of red beds and the relative stability of the red and black magnetic components, Can. J. Earth Sci. 7, 1088–1092, 1970.
18 S.G. Henry, Chemical demagnetization: methods, procedures and applications through vector analysis, Can. J. Earth Sci. 16, 1832–1841, 1979.
19 J.D.A. Zijderveld, AC demagnetization of rocks: analysis of results, in: Methods in Paleomagnetism, D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn, eds., pp. 254–286, Elsevier, Amsterdam, 1967.
20 H.C. Halls, A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles, Geophys. J.R. Astron. Soc. 45, 297–304, 1976.
21 H. Perroud, Relations paléomagnétisme et déformation: exemple de la région de Cabo de Peñas (Espagne), C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II, 294, 45–48, 1982.
22 S.Y. Schwartz and R. Van der Voo, Paleomagnetic evaluation of the oroclinal bending hypothesis in Central and Southern Appalachians, Geophys. Res. Lett. (in press).
23 R. Van der Voo, Paleomagnetism of North America: a brief review, in: Paleoreconstruction of the Continents, Geodynamics Series, 2, M.W. McElhinny and D.A. Valencio, eds., pp. 159–176, Am. Geophysical Union, Washington D.C. and Geological Society of America, Boulder, Colo., 1981.
24 R. Van der Voo and R.B. French, Paleomagnetism of the Late Ordovician Juniata Formation and the remagnetization hypothesis, J. Geophys. Res. 82, 5796–5802, 1977.
25 C.R. Scotese, R. Van der Voo and C. McCabe, Paleomagnetism of the Upper Silurian and Lower Devonian carbonates of New York State: evidence for secondary magnetizations residing in magnetite, Phys. Earth Planet. Inter. 30, 385–395, 1982.
26 C. McCabe, R. Van der Voo, D.R. Peacor, C.R. Scotese and R. Freeman, Diagenetic magnetite carries ancient yet secondary remanence in some Paleozoic sedimentary carbonates, Geology 11, 221–223, 1983.
27 W.F. Kean, Paleomagnetic studies of the rocks at the Ordovician-Silurian boundary in Wisconsin, Geol. Soc. Am. Abstr. Prog. 15, 222, 1983.
28 D.J. Dunlop, Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis, Geophys. J.R. Astron. Soc. 27, 37–55, 1972.
29 J.P. Hodych, R.R. Patzold and K.L. Buchan, Paleomagnetic dating of the transformation of oolitic goethite to hematite in iron ore (submitted to Can. J. Earth Sci.)

Appendice 2

Physics of the Earth and Planetary Interiors, 30 (1982) 374–384
Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Printed in The Netherlands

Chemical magnetic overprinting in the Ordovician redbeds of Buçaco (Portugal)

H. Perroud

Laboratoire de Géophysique Interne — Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles (C.N.R.S.), Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes (France)

(Received October 4, 1981; revision accepted April 12, 1982)

Perroud, H., 1982. Chemical magnetic overprinting in the Ordovician redbeds of Buçaco (Portugal). Phys. Earth Planet. Inter., 30: 374–384.

Cambro–Ordovician redbeds have been sampled in the Buçaco syncline, an Hercynian structure of northern Portugal. Secondary and characteristic components of magnetisation have been recovered for samples from seven sites on the same limb of the syncline using thermal and chemical demagnetisation techniques, suggesting both pre- and post-tectonic magnetisations. The secondary magnetisations include: (1) the present Earth field direction with normal and reverse polarity, interpreted as a stable Quaternary magnetisation; and (2) a group with only normal polarities, of constant inclination (50°) but variable declination (320–350°). The mean inclination of this second group suggests a Cretaceous origin, and acquisition of magnetisation during the opening of the Bay of Biscay could explain the data.

There are two periods of sedimentation after deposition of the Cambro–Ordovician redbeds that correspond to the acquisition of the secondary remanent magnetisations. We propose a process involving the fossilisation of alteration products immediately preceding sedimentation in order to explain this correlation.

1. Introduction

Early paleomagnetic studies of redbeds have demonstrated their use in resolving tectonic problems, such as the opening of the north Atlantic (Runcorn, 1956). The large amounts of ferric oxides present within redbeds provide measurable magnetic intensities and directions which are uniform on a site level. The remanent magnetisation of these rocks can be studied using several cleaning techniques, including chemical demagnetisation, in order to separate the coercivities of magnetisation carried by the various components (Park, 1970; Collinson, 1967).

However, a number of features associated with redbeds remain unclear, including the basic processes of acquisition of magnetisation, the age of magnetisation relative to the age of the rock, and the origin of the magnetic minerals. In most cases these features do not preclude the utilisation of redbeds for palaeomagnetic purposes, but the fact that redbeds may not be uniformly reliable should be taken into account. An example of one of the difficulties encountered is that several components are often found during paleomagnetic analysis and total separation is not always possible. Roy and Park (1974) distinguished three components of magnetisation in one rock unit spanning a time period of 35 My. Larson and Walker (1975) believe that redbed magnetisation is the result of processes which could be initiated at any time in the history of the rock unit if a source of iron is available. Magnetic minerals could be generated from iron-bearing minerals if the physical and chemical conditions were favourable. Therefore, the processes of acquisition of magnetisation

0031-9201/82/0000–0000/$02.75 © 1982 Elsevier Scientific Publishing Company

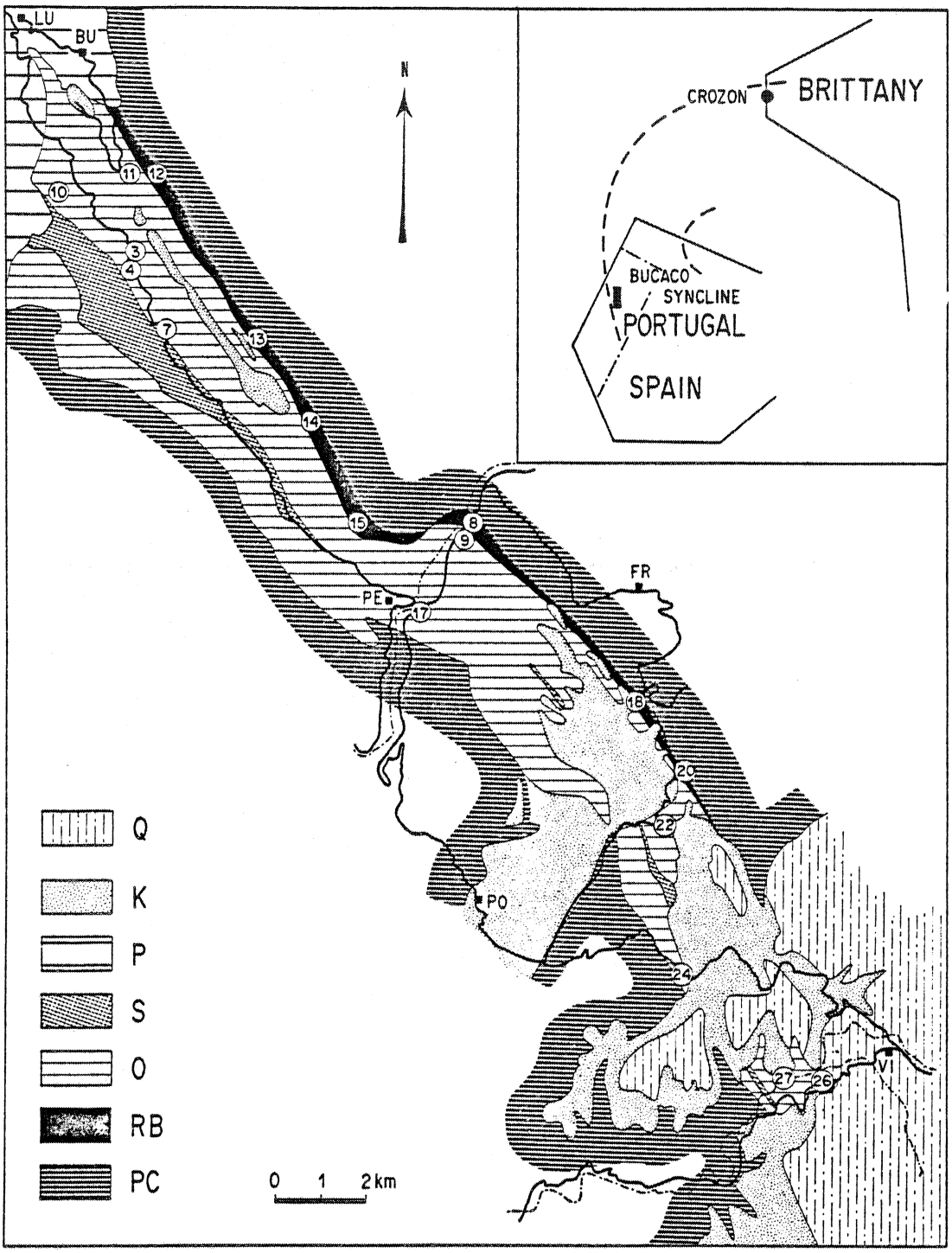


Fig. 1. Geological map of Buçaco syncline (from Delgado, 1908): PC, Precambrian; RB, redbeds; O, Ordovician; S, Silurian; P, Permian; K, Cretaceous; Q, Quaternary. Numbers indicate sampling sites. BU, Buçaco; LU, Luso; PE, Penacova; PO, Poiares; FR, Friumes.

in redbeds need to be investigated thoroughly, and techniques must be used to separate primary magnetic components from later magnetic overprinting. Another interesting property, which is very typical of these sedimentary rocks, is the common existence of a magnetic component parallel to the present-day field. These secondary components cannot always be attributed to short-period viscous remanent magnetisation (VRM) in the field of the laboratory, because of the presence of both normal and reverse polarities (Van Alstine and Gillet, 1979). Sedimentological studies of redbeds by Van Houten (1973) have indicated that they originate from ordinary sediments and that reddening occurs during and after accumulation if physical and chemical conditions are favourable. Subtropical to equatorial climates as well as tecto-orogenic events are considered to constitute favourable conditions for the formation of some redbeds. Van Houten (1973) noted, however, that conditions for the formation of redbeds cannot be generalised.

The stratigraphic column for the Buçaco syncline is similar to that established for the Armorican massif (Henry et al., 1974), leading geologists to connect the Hercynian segments of Brittany and Iberia across the Bay of Biscay by the Ibero–Armorican arc (Cogné, 1971; Bard et al., 1971; Matte, 1974) (Fig. 1). The similarity of the Armorican stratigraphy to that of the Buçaco syncline is particularly true for Ordovician times, with marker horizons, such as iron levels or graptolite zones, showing correlation. In order to check the possibility of similar paleopositions for these two regions and the origin of the arc, paleomagnetic studies of the Buçaco syncline (Portugal) and Crozon area (Brittany) (Fig. 1) have been completed, with the results from rock units including redbeds, non-red sandstone and dolerites having been reported previously by Perroud (1980).

In this paper we present a clear example of magnetic overprinting, where the ages of acquisition of the secondary components are correlated with geological events.

2. Samples

The Buçaco syncline (Coimbra region, Portugal) (Fig. 1), an elongated structure oriented NW–SE, consists of sedimentary formations from Cambro–Ordovician redbeds to Silurian ampelites outcropping continuously with steep or subvertical bedding due to Hercynian folding. A volcanic episode with dolerite intrusions has been dated as Late Ordovician. These Paleozoic sediments appear within a province of Precambrian basement. This suggests that the Paleozoic sequence has been largely eroded. The northern part of the syncline disappears under Late Hercynian redbeds which have been studied paleomagnetically by Van der Voo (1969). The tabular, Late Cretaceous Buçaco sandstone overlies the entire syncline but has been largely eroded. Young Quaternary sediments complete the stratigraphic sequence.

The redbeds of the Buçaco syncline are exposed only along the eastern side (Fig. 1), precluding the use of a fold test (Graham, 1949). Sixty cores have been drilled at seven sites, oriented with magnetic and sun compass, with several specimens being taken from each core. Macroscopically the samples are very heterogeneous, with an obvious change of facies from fine siltstone to coarse sandstone. The colour of the samples varies between pale pink or brown to purple. In thin and polished sections hematite pigment is very abundant, particularly in purple samples. Secondary hematite and/or goethite is also present, as vein filling. These minerals also may have formed as oxidation products from iron sulfides, some still being present in the rock. No trace of magnetite or maghemite has been found. The Hercynian deformation has not developed any obvious cleavage and the samples are unmetamorphosed.

3. Paleomagnetic analysis

Directions of natural remanent magnetisation (NRM) were measured using a Schonstedt DSM-1 spinner magnetometer (sensitivity $\sim 10^{-4}$ A m^{-1}). The intensities were found to be well distributed in a log-normal fashion, with a peak value of $\sim 0.3 \times 10^{-2}$ A m^{-1}. The NRM directions are generally homogeneous on the sample scale, and within-site scatter is low to medium. A viscosity test (Thellier and Thellier, 1959) indicated low values of the short-period viscosity coefficient. The overall dis-

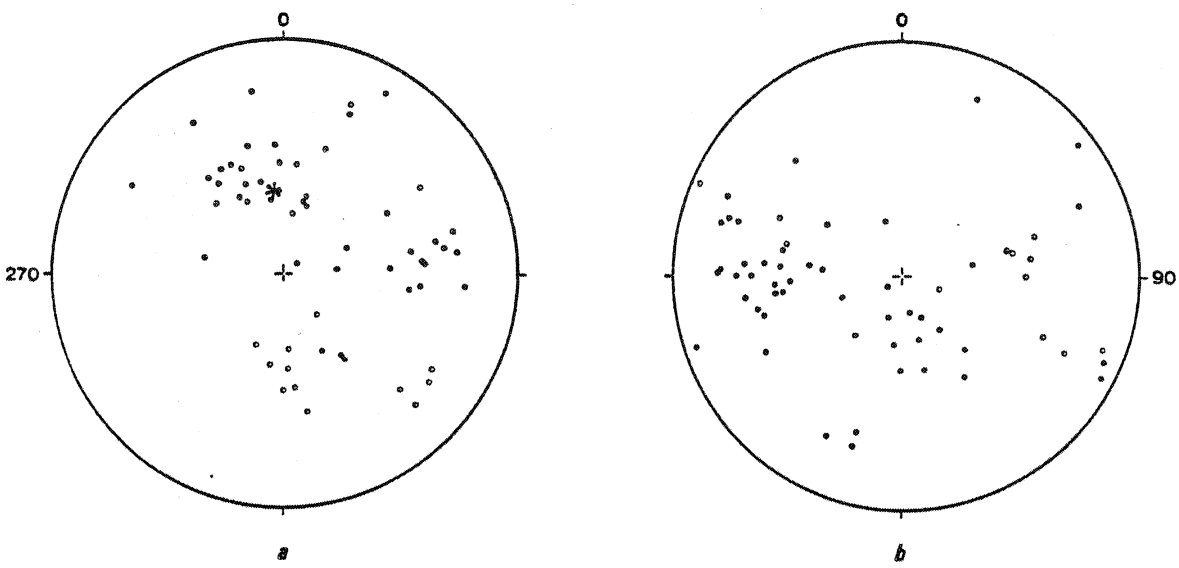


Fig. 2. NRM of Buçaco redbeds: solid (open) dots for positive (negative) inclinations (a) before structural correction (the star indicates the present-day field direction) and (b) after structural correction.

tribution of NRM directions shows two main groups (Fig. 2). First, there is a predominant group having in situ northerly declinations and positive inclinations and with antipode parallel (antiparallel) to the present-day field direction before tilt correction. Correction for structure yields E–W declinations. Second, there is a group of data showing in situ easterly declinations and positive medium inclinations, that yields a very steep, downward inclination and southerly declinations after structural correction. These directions are limited predominantly to one site (site 12). Demagnetisation and rock magnetism techniques were used to separate the contributions of the two groups of magnetisations. Thermal demagnetisation was not very successful in separating the different components, with the exception of site 12 where three components were found as shown in Fig. 3(b). The least stable component shows directions similar to the present-day field and is removed by heating to temperatures less than 350°C. The two other components have a direction more or less parallel to that for the second group, and have unblocking temperatures of 600 and 680°C. For all other sites, only a single component appears, aligned nearly parallel to the present Earth field. Unblocking temperatures are high (600°C) with the exception of a few samples from site 18 showing a very rapid decrease in intensity between 100 and 150°C.

The complexity of the NRM is confirmed by the chemical demagnetisation results. The procedure for chemical leaching followed that of Park (1970), with the exception that the normality of HCl was increased from 8N to 10N, then to 12N during demagnetisation. First, a soft component is eliminated having directions similar to the recent field, and the subsequent magnetisation direction evolves towards a stable end-point. This behaviour is illustrated in the Zijderveld diagram of Fig. 3(a) and is typical of site 18 (Fig. 3(c), (d)). However, the stable end-points differ from one sample to another, as seen in Fig. 3(c). Complete separation of the magnetic components is not adequately accomplished, and the final directions must be interpreted as vectorial sums of more than one component. The solubility spectra (Fig. 3(d)) also indicate two very different types of magnetic carriers, with the most soluble carrying a large part of the first-group component. Other samples, as illustrated in Fig. 4(a) and (b), showed a systematic decrease of magnetisation towards the origin, with

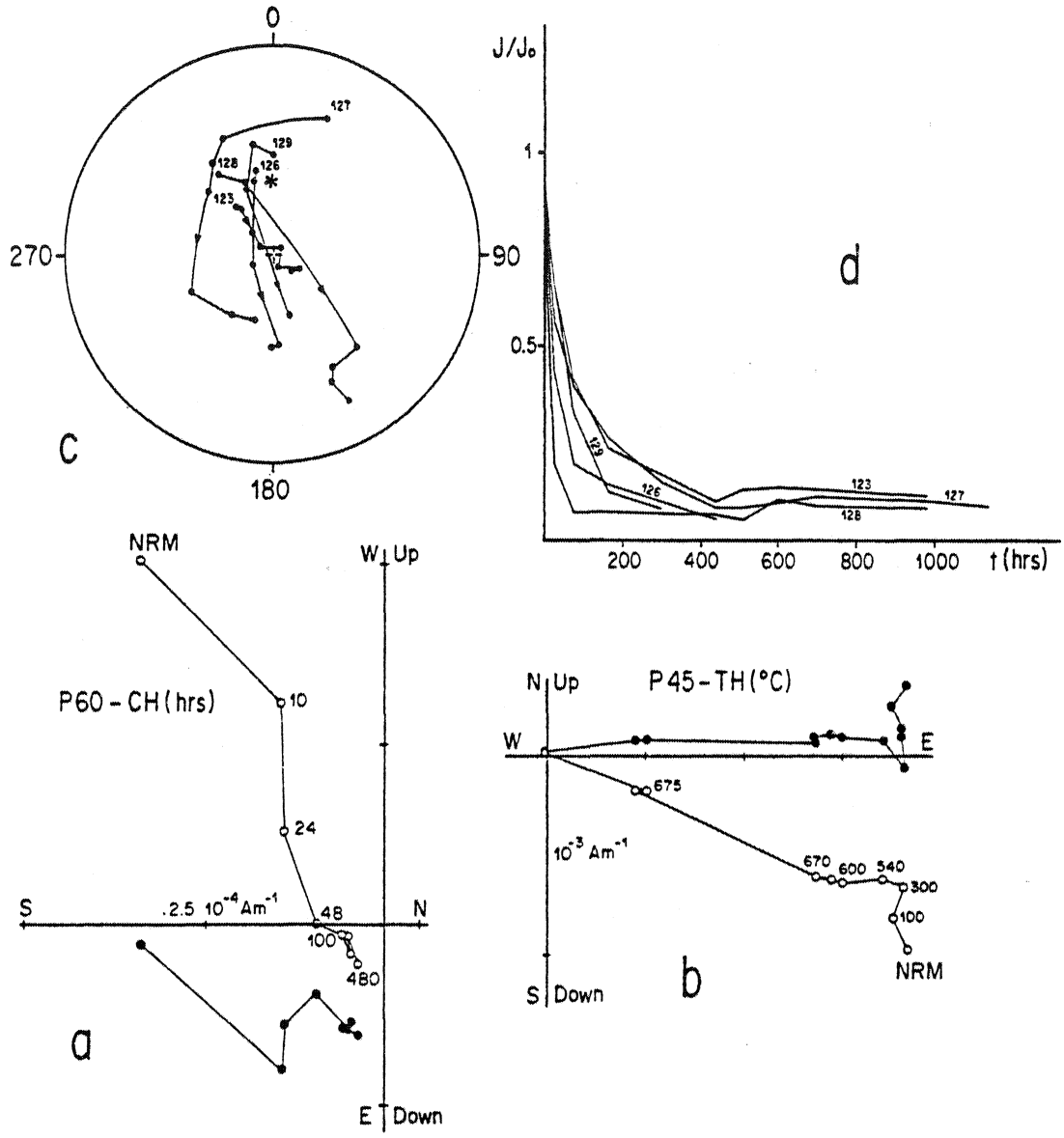


Fig. 3. Demagnetisation curves for Buçaco redbeds: (a) chemical, (b) thermal demagnetisation Zijderveld diagrams: solid 'dot, projection on horizontal plane; open dot, projection on vertical plane; (c) stereographic projection of vector path during chemical demagnetisation of samples from site 18 (the star indicates the present-day field direction); (d) corresponding normalised intensity decrease versus time (h) of leaching.

a linear decay of intensity. These results suggest either a single component or a total overlapping of the solubility spectra of the components.

When both chemical and thermal demagnetisation diagrams could be interpreted for a single core, the component removed by chemical demagnetisation appeared sometimes to be a vectorial sum of two components removed by the thermal demagnetisation process, and conversely. Moreover, we have observed (Perroud, 1980) that the

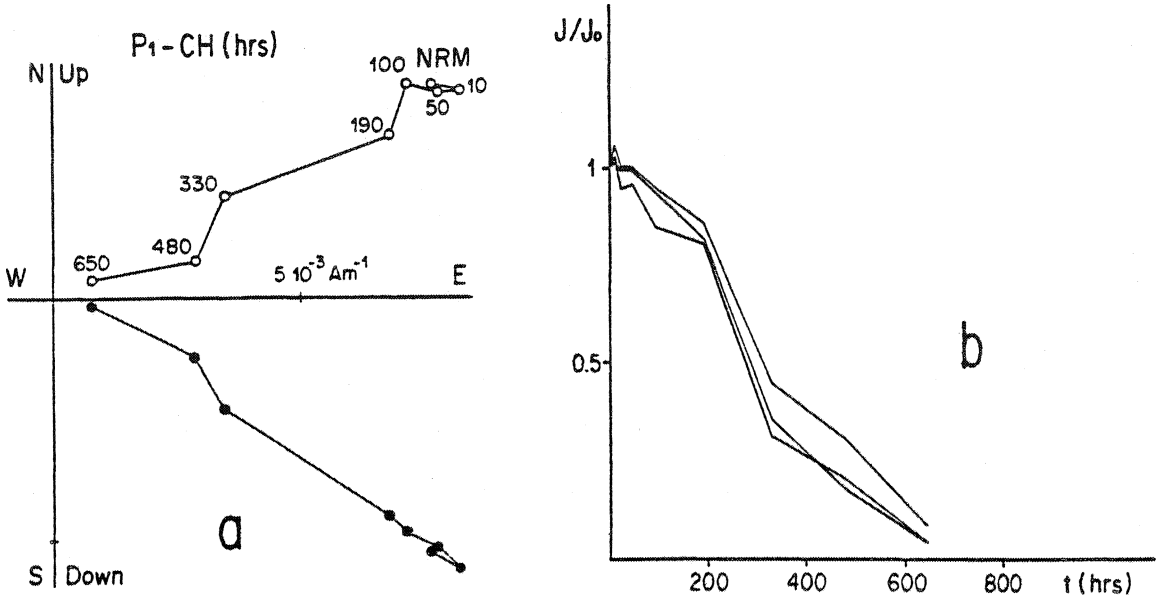


Fig. 4. Demagnetisation curves for Buçaco redbeds: (a) Zijderveld diagrams (as in Fig. 3) for chemical procedure; (b) intensity versus time (h) of leaching. Samples from site 8.

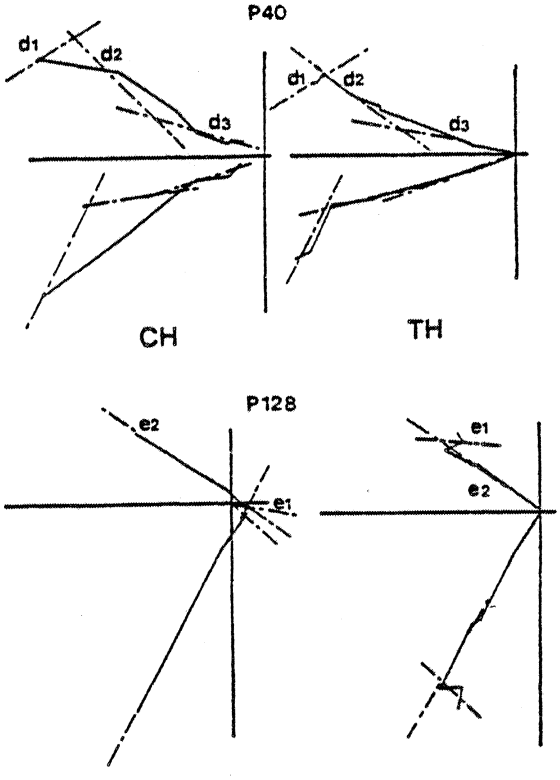


Fig. 5. Simultaneous interpretation of chemical and thermal Zijderveld diagrams for the same core. Continuous lines represent data; dashed lines, the simultaneous interpretation of both curves. For P40, three components (d1, d2, d3) appear thermally, while only one (d3) can be recognised in the chemical procedure. For P128 the chemical procedure leads to the separation of two components (e1 and e2) which appear in reverse order during thermal treatment.

the same components may be removed in reversed order by thermal and chemical procedures (Fig. 5).

Several samples were demagnetised in alternating fields (Schonstedt GSD-1), but generally no decrease of intensity was observed even for fields of 100 mT. Isothermal remanent magnetisation (IRM) acquisition experiments were performed on pairs of leached and nonleached samples from the same core. The IRM saturated samples were subsequently thermally demagnetised (Fig. 6). The saturation and unblocking curves show that three phases of magnetic carriers are present in the samples: (a) a high-coercivity (0.2–1.5 T) and high-unblocking-temperature (~ 650°C) phase which is dissolved during leaching (the haematite pigment belongs to this family, since colouration disappears during leaching); (b) a lower-coercivity (0–0.3 T) and lower-unblocking-temperature (~ 600°C) phase, which is largely unaffected by leach-

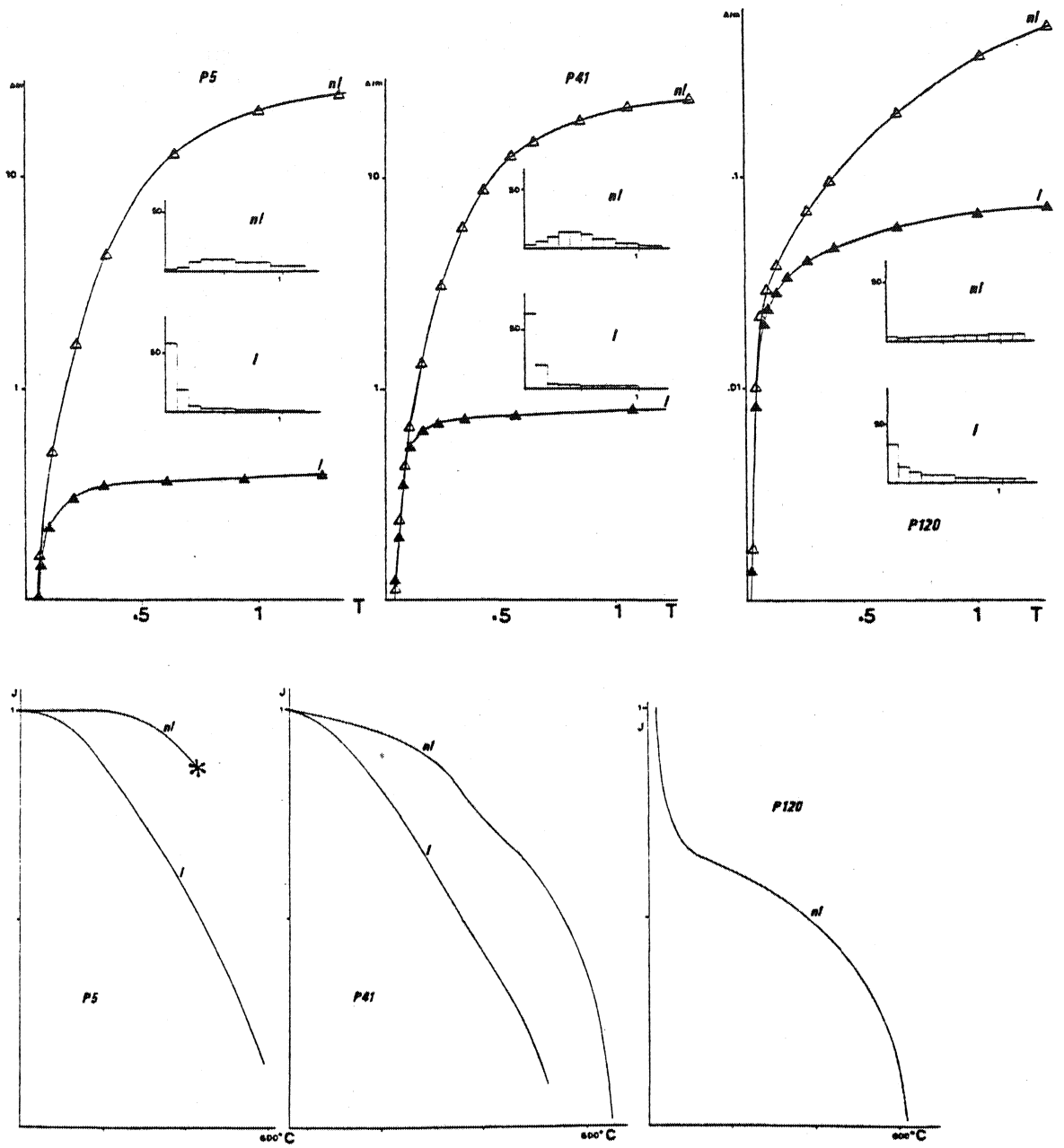


Fig. 6. Diagrams for rock magnetism experiments: *Top*: IRM acquisition curves for pairs of leached (l) and nonleached (nl) samples. *Inset*: coercivity spectra. *Bottom*: normalised intensity versus temperature curves for subsequent heating (continuous measurements using a Digico high-temperature spinner magnetometer). The star in the P5 diagram indicates that the sample was destroyed by heating at 400°C.

ing in HCl, suggested by the low-coercivity parts of the IRM acquisition curves, which are identical before and after leaching (the magnetic characteristics could correspond to magnetite, but this was never observed optically in polished sections, and fine-grained magnetite would in any case normally

be leached by HCl); a specularite phase of hematite is most probably associated with this family; and (c) a third magnetic phase, seen in sample P120, having very high coercivity (acquisition still increases at 1 T) and very low unblocking temperatures (~ 100°C), typical of goethite (goethite is present in this sample, as seen in optical examination). As the NRM components are not completely separated by the various demagnetisation procedures, there is no reason to expect a direct correspondence between the families of magnetic minerals and the components of magnetisation.

4. Results of paleomagnetic analysis

From the NRM data, the first group suggests recent overprinting by the present-day Earth mag-

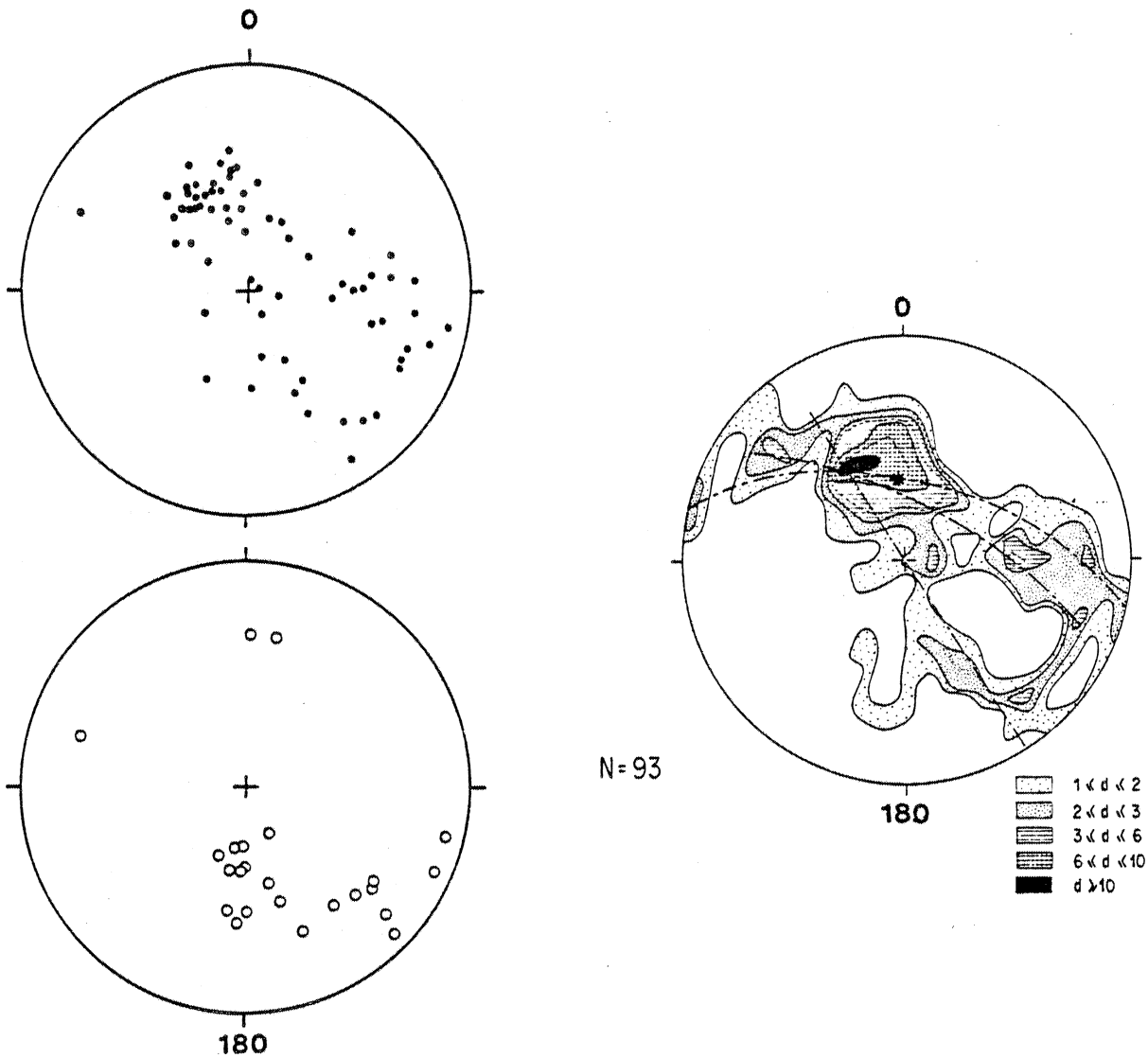


Fig. 7. Characteristic remanence directions for Buçaco redbeds. *Left*: equal-area projection without structural correction. *Top*: positive inclinations. *Bottom*: negative inclinations. *Right*: density contour plot of two sets of data, the negative inclinations having been inverted to yield the picture on the lower hemisphere. *d* is the density of data (number of directions within an area of 1% of the total hemisphere area).

netic field. The existence of the two polarities is an indication only of a long period of magnetisation acquisition, and not necessarily evidence of primary magnetisation (Van Alstine and Gillet, 1979). The second set of data could not be associated with any post-Hercynian European direction, owing to the easterly attitude.

The individual directions of magnetisation determined by the thermal and chemical demagnetisations are shown in Fig. 7. Positive and negative inclinations have been separated for clarity. The two groups of magnetisation directions are still present, but Fig. 7 shows a somewhat smeared distribution of data within a half circle.

In order to illustrate the distribution of the data, a density contour plot was constructed. Figure 7(c) shows that the data fall on a set of great circles converging towards an area that includes the present-day field direction. This confirms the poor separation of components as observed during analysis of the magnetisations, as well as the secondary and post-tectonic components of the magnetisation directions. This suggests that the second group of data (eastward) represents an ancient, possibly characteristic, magnetisation. An interpretation of this older magnetisation (group 2) has been reported previously (Perroud and Bonhommet, 1981) and compared with results obtained from contemporaneous stratigraphy in Brittany (Duff, 1979). We have shown that the Brittany and Portugal redbeds give the same results, except for the declination, for which the difference is correlated with the tectonic closure of the Ibero–Armorican arc.

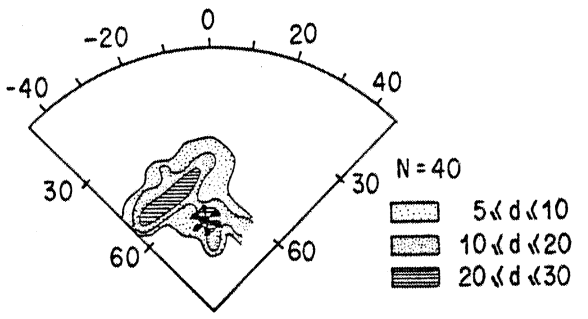


Fig. 8. Secondary components of magnetisation plotted using a counting statistical grid extrapolated to elements of area 0.4% that of hemisphere.

5. Interpretation of secondary components

The directions from group 1 are highly scattered and are not centered around the present-day magnetic field direction, indicating that a simple overprinting by the present field is not a satisfactory interpretation. We computed a new contour plot (Fig. 8) using a counting statistical grid extrapolated to smaller area-elements (each area element is 0.4% of the total hemisphere area, instead of 1% (Perroud, 1980)). The large overlap of the neighbouring circles smooths the data. Such grids are used classically by geologists to analyse directional data (Turner and Weiss, 1963).

Considering only the data that belong to the main density maximum of Fig. 7, we eliminated any component not believed to result from an adequate separation. Forty individual directions are associated with this group, concentrated in a restricted area. As each element of the grid is a circle of radius 4°, the size of an element is larger than the error of the data (estimated as ±2° (Jones, 1978)), such that the distribution is significant. Two density maxima appear on the counting plot (Fig. 8), while only a single, large maximum is apparent on the preceding contour plot (Fig. 7). One maximum is centered around the recent field direction, with both normal and reverse polarities. A viscous origin in the present-day field could not be solely responsible for these directions. A Quaternary origin is suggested by the direction of this component and a chemical origin is the most reasonable mechanism which could have generated the direction, since the samples have low viscosity coefficients. The second density maximum is of more interest: its elongated shape has its major axis in a direction nearly perpendicular to the great circles shown in Fig. 7. The origin of this elongation, therefore, does not derive from the poor separation of the magnetic components. The inclination is quite constant within the group (~ 50°), with normal polarity, whereas the declination varies from 320 to 350°. The inclination value of 50° is similar to that of the Cretaceous period for Spain and Europe (Van der Voo, 1969); hence acquisition of this component could have taken place during the long normal period of the Late Cretaceous. This period also probably corresponds

to the opening of the Bay of Biscay (Van der Voo, 1969; Le Pichon and Sibuet, 1971). The varying declination could therefore correspond to magnetisation acquired at various moments during the rotation of Spain. By computing the virtual geomagnetic poles for the data belonging to this density maximum, it may be observed that one edge of the distribution corresponds to the Cretaceous paleomagnetic pole for Europe (Westphal, 1976) while the other edge gives the same result after the closing of the Bay of Biscay. A possible interpretation of these data is that they provide a continuous record of a part of the apparent polar wander path for Spain.

6. A proposed chemical process, taking into account the geological history

The two most probable periods of acquisition of the group 1 magnetisations are also the times of deposition of new sediments over the redbeds. This suggests a correlation between the physical and chemical conditions imposed by the sedimentation of new materials, and the development of new magnetisations. We noted earlier that present-day field magnetisation directions are very common in redbeds; that situations associated with tecto-orogenic events are favourable to such pigmentation; and that climatic conditions may play a part in the formation of redbeds. All these observations suggest that outcrop conditions are probably essential for the formation of new ferric oxides and thus of magnetic minerals. The sedimentation of new material on top of the beds indicates the termination of outcropping conditions. We propose a process whereby (Fig. 9) the proximity of an oxidising atmosphere and the circulation of water provoke chemical reactions which produce new magnetic material in the rock, below the surface down to a certain depth. This depth still needs to be defined. The zone influenced or altered is the slice of the beds, which is limited by both levels. The thickness of this zone may depend upon the porosity of the rock, the climate, or the fracturation, but may remain relatively constant with time. The basic hypothesis is that erosion destroys the top level and the original magnetic minerals while new magnetic materials are precipitating at the bottom of the zone. The altered zone will therefore be extended with erosion through the beds. Accordingly, outcropping beds will always present a very recent magnetic overprint (with the primary magnetisation if one exists). The deposition of new sediments will preserve the situation by terminating simultaneously the precipitation of magnetic minerals and the erosion. Repetition of this process could lead to the superposition of components.

It should be noted that this process assumes that iron is available in the rock. This may not be necessarily the case in all redbeds. Other parameters still need to be defined: depth of the altered zone, the age disagreement (ϵ in Fig. 9) between overprinting and the deposition of the overlying sediments, and the influence of the rate of erosion.

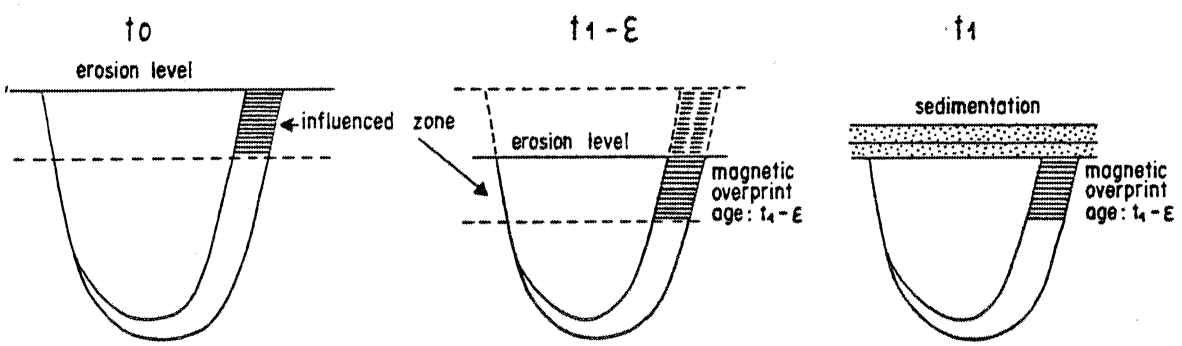


Fig. 9. Schematic illustration of process proposed for acquisition of magnetic overprinting: ϵ is the age disagreement between the magnetic overprinting and the new sediment.

However, this process provides a good explanation of the correlation found between the age of overprinting and the age of late sediment. We consider it a satisfactory working hypothesis that may be tested in other situations.

Acknowledgements

Mr.Robardet is thanked for his help during the field trip. J.J. Chauvel and H.P. Johnson examined the polished sections. Helpful comments on the manuscript have been provided by H.P. Johnson, F. Heller and two anonymous reviewers. This research was supported by a grant from the Institut National d'Astronomie et de Géophysique (I.N.A.G.).

References

Bard, J.P., Capdevila, R. and Matte, P., 1971. La structure de la chaine Hercynienne de la meseta Ibérique; comparaison avec les segments voisins. In: l'Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Vol. 1. I.F.P. Technic, Paris, pp. I4-1–I4-68.

Cogné, J., 1971. La massif Armoricain et sa place dans la structure des socles Ouest-Européens: l'arc Hercynien Ibéro–Armoricain. In: l'Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Vol. 1. I.F.P. Technic, Paris, pp. I1-1–I1-23.

Collinson, D.W., 1967. Chemical demagnetization. In: D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (Editors), Methods in Paleomagnetism. Elsevier, Amsterdam, pp. 306–310.

Delgado, J.F.N., 1908. Systeme silurique du Portugal: étude de stratigraphie paléontologique. Comun. Serv. Geol. Port., 00: 00–00.

Duff, B.A., 1979. The paleomagnetism of Cambro–Oordvician redbeds: the Erquy spilite series and the Tregastel–Ploumanac'h granite complex, Armorican massif (France and the Channel Islands). Geophys. J., R. Astron. Soc., 60: 355–375.

Graham, J.W., 1949. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. J. Geophys. Res., 54: 131–167.

Henry, J.L., Nion, J., Paris, F. and Thadeu, D., 1974. Chitinozoaires, ostracodes et trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra de Buçaco) et du massif Armoricain: essai de comparaison et signification paléogéographique. Comun. Serv. Géol. Port., 57: 303–345.

Jones, M., 1978. Paleozoic paleomagnetism of the Armorican massif, France. M. Sc. Thesis, University of Michigan, Ann Arbor, MI.

Larson, E.E. and Walker, T.R., 1975. Development of chemical remanent magnetization during early stages of redbed formation in late Cenozoic sediments: Baja, California. Bull. Geol. Soc. Am., 86: 639–650.

Le Pichon, X. and Sibuet, J.C., 1971. Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. Earth Planet. Sci. Lett., 12: 83–88.

Matte, P., 1974. Raccord des segments hercyniens d'Europe Sud-Occidentale. In: Franz Kossmat Symposium, Deutsche Akademie der Naturforscher, Leopoldina Halle, Saale, 1976. Nova Acta Leopold., 224: 239–262.

Park, J.K., 1970. Acid leaching of redbeds and the relative stability of the red and black magnetic components. Can. J. Earth Sci., 7: 1088–1092.

Perroud, H., 1980. Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc Ibéro–Armoricain. Thesis, University of Rennes.

Perroud, H. and Bonhommet, N., 1981. Paleomagnetism of the Ibero–Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. Nature, 292: 445–448.

Roy, J.L. and Park, J.K., 1974. The magnetization process of certain redbeds: vector analysis of chemical and thermal results. Can. J. Earth Sci., 11: 437–471.

Runcorn, S.K., 1956. Paleomagnetic comparisons between Europe and North America. Proc. Geol. Assoc. Can., 8: 77–85.

Turner, F.J. and Weiss, L.E., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw–Hill, New York, 545 pp.

Thellier, E. and Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. Ann. Géophys., 15: 285–376.

Van Alstine, D.R. and Gillet, S.L., 1979. Two polarity Late Tertiary CRM in some upper Precambrian sedimentary rocks from the southern Great Basin. Eos, 60: 46, 816.

Van der Voo, R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula. Tectonophysics, 7: 5–56.

Van Houten, F.B., 1973. Origin of redbeds, a review 1961–1972. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1: 39–61.

Westphal, M., 1976. Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerannée occidentale. Thesis, University of Strasbourg.

CHAPITRE III : Paléomagnétisme et déformation

La déformation a une incidence évidente sur l'aimantation des roches. Il est clair qu'une direction paléomagnétique ne peut être utilisée à des fins géodynamiques tant que l'effet de la déformation n'a pas été éliminé. Pour cela, il est nécessaire d'effectuer une "déformation inverse". Cependant, l'état de déformation "finie" visible à l'heure actuelle résulte de la superposition d'incréments de déformation instantanée, et il n'est généralement pas possible de connaitre quelle a été l'histoire exacte de ces déformations. Etant donné que des histoires structurales différentes peuvent conduire à des états de déformation finie identiques, il devient difficile de choisir un procédé de déformation inverse, qui soit le plus proche possible du procédé idéal, à savoir celui qui consisterait à "dédéformer" dans l'ordre inverse les déformations incrémentales successives. On est donc amener à utiliser des procédés simplificateurs, telle la correction de pendage classique, dont la validité sera discutée plus loin. Une part importante des recherches menées dans notre laboratoire consiste à essayer de mettre au point des méthodes plus satisfaisantes. Pour cela, en collaboration avec l'équipe de géologie structurale, des expériences de déformation en laboratoire de matériel aimanté sont conduites (Morash et Bonhommet, 1981), et des études structurales de terrain sont combinées avec le prélèvement d'échantillons paléomagnétiques (appendices 4,5) afin de tester la dispersion des directions d'aimantations due à la déformation. L'objet de ce chapitre est de rassembler mes contributions à cet aspect du Paléomagnétisme en zone orogénique.

De façon classique, la déformation est décrite par trois composantes: une composante de translation, définie par un vecteur, une composante de rotation, définie par un axe de rotation et un angle, et une composante de déformation interne ("strain" anglo-saxon) , correspondant à un changement de la disposition relative des points matériels entre eux. Les deux premiers aspects sont souvent qualifiés de "rigides" par opposition à la déformation "plastique" correspondant au troisième. L'impact de ces 3 composantes sur les vecteurs aimantations est très différent, et je vais donc les discuter séparément.

III.1 - Déformation par translation

Le terme déformation peut paraitre impropre pour décrire un changement d'état correspondant à une simple translation. De fait, tant que l'amplitude des translations reste à l'échelle de la roche, ou même à celle du site d'échantillonnage, on peut considérer qu'elles n'ont aucun impact sur l'orientation des aimantations. Cependant, pour peu que l'amplitude deviennent d'ordre régionale, voire plus importante, une translation à la surface du globe peut être assimilée à une rotation d'Euler, et décrite par un pôle Eulérien et un angle. La direction du vecteur aimantation, généralement déterminée dans un repère Nord, Est, Vertical, est alors susceptible de modifications, puisque le repère lui-même n'est plus galiléen (c'est-à-dire que ses axes ne sont plus parallèles entre eux). Il est relativement aisé de prévoir ces modifications quand on connait le pôle et l'angle d'Euler. Par contre, il n'y a pas unicité de la rotation d'Euler qui décrit un changement donné d'orientation du vecteur aimantation.

L'appendice 3 présente un algorithme de calcul de la nouvelle orientation du vecteur paléomagnétique, à la suite d'une rotation eulérienne. Il traduit en particulier le changement en déclinaison, l'inclinaison étant inchangée.

III.2 - **Déformation par rotation**

Cet aspect de la déformation est celui qui apparait de façon évidente sur le terrain, par exemple quand les strates sédimentaires sont redressées à la verticale, ainsi que cela est fréquent dans le coeur des chaines de montagnes. Il est également à l'origine de la formation de nombreux plis, et les paléomagnéticiens ont dès l'origine proposé un outil pour corriger ces effets, la correction de pendage. Elle consiste à ramener le plan de stratification à l'horizontale, par rotation autour de son axe horizontal, d'un angle égal au pendage (Graham, 1949). Si on se refère à notre définition du procédé idéal de déformation inverse (ci-dessus), celui-ci ne l'est que lorsque la rotation s'est produite ainsi, ce qui est le cas des plis cylindriques, d'axe horizontal, formés par flambage de couches initialement horizontales. On peut donc considérer ce procédé comme valable, même si son champ d'application théorique est relativement réduit. Cependant, on peut noter que tant que la déformation reste rigide, quelques soient le nombre et les paramètres des rotations subies par la roche, il est un angle qui reste constant, c'est celui que fait le vecteur aimantation avec le plan de stratification. Cet angle est également l'inclinaison du vecteur paléomagnétique quand les couches sont ramenées à l'horizontale, par exemple à l'issue de la correction de pendage. On peut donc considérer que même lorsque son utilisation n'est pas théoriquement justifiée, la correction de pendage permet d'éliminer l'effet des rotations rigides sur l'inclinaison et donc par là même, d'estimer la paléolatitude lors de l'acquisition de l'aimantation. Pour cette raison, il est donc utile d'employer systématiquement la correction de pendage dans les études paléomagnétiques. Il est cependant nécessaire de souligner qu'elle ne permet pas d'obtenir une estimation fiable de la déclinaison magnétique. L'erreur introduite dépend des rotations réellement subies par la roche, et peut être très importante. Il convient donc d'être très prudent quant à l'utilisation des déclinaisons obtenues ainsi.

Les anomalies de déclinaison sont généralement interprétées en terme de rotation locale, autour d'un axe vertical, de la région étudiée. On vient de voir qu'elles peuvent en fait correspondre à un biais introduit par une méthode de déplissement trop simpliste. Il est donc nécessaire pour mettre en évidence de telles rotations locales d'utiliser des procédés de déplissement plus perfectionnés, n'introduisant pas de biais sur la déclinaison. Pour mettre au point de tels procédés, il est apparu utile d'étudier la répartition des directions d'aimantations dans des structures géologiques résultant de plusieurs phases de plissement, donc d'une superposition de rotations. Les appendices 4 et 5 présentent de telles études, l'une dans le cas d'un dôme anticlinal, l'autre dans une charnière de pli à axe fortement incliné. Les résultats de la première étude ont été très concluants: par une suite de rotations prenant en sens inverse les rotations subies lors du plissement, la dispersion des déclinaisons a pu être totalement éliminée. En particulier, pour tenir compte de l'inclinaison des axes de plis, nous avons utilisé une procédure en deux temps, le premier consistant à ramener l'axe du pli à l'horizontal, le second étant la correction de pendage habituelle. La même procédure n'a pas conduit à un déplissement satisfaisant dans le second exemple. Il semble donc qu'il soit nécessaire d'utiliser des procédures plus élaborées, pourvu que l'on dispose de suffisemment d'informations d'ordre

structurale. Dans le cas contraire, il devient intéressant de considérer le vecteur aimantation comme un marqueur de la déformation rigide. Par optimisation du regroupement des directions, on peut arriver à déterminer des paramètres structuraux. L'appendice 5 présente un exemple d'une telle application du paléomagnétisme.

III.3 - **Déformation interne de la roche**

Cet aspect de la déformation des roches est le plus difficile à analyser en ce qui concerne son impact sur l'aimantation rémanente. Il est tout à fait probable qu'un changement de la distribution géométrique des particules magnétiques dans la roche, ainsi que les rotations subies par des particules anisotropiques, provoquent des perturbations sur le magnétisme. Dès le début des études réunies dans ce volume, j'ai été amené à suspecter de tels effets (appendice 6) dans les roches analysées. En effet, ainsi que je l'ai mentionné ci-dessus, en l'absence de déformation interne, les inclinaisons paléomagnétiques de roches plissées doivent converger avec (ou sans) correction de pendage si l'aimantation est anté (ou post)-tectonique. Quand ce n'est pas le cas, un effet de déformation interne peut être suspecté (il est également possible que l'aimantation soit syn-tectonique). La difficulté consiste généralement à estimer le taux de déformation, quand les marqueurs ne sont pas nombreux. Quand cela est faisable, il faut encore connaitre le mécanisme de déformation. Dans des conditions idéales, il devient alors possible d'effectuer une déformation inverse. Nous l'avons tentée dans l'étude des séries rouges permiennes des Alpes Maritimes (Cogné et Perroud, 1985). Les méthodes de quantification de la déformation que nous avons utilisées sont la mesure de taches de réduction et la fabrique cristallographique des hématites. Dans une autre étude, portant sur les séries rouges ordoviciennes de Bretagne Centrale (Cogné et al., 1985), nous y avons ajouté la mesure de l'anisotropie de susceptibilité. Les corrélations positives entre ces différentes méthodes permettent d'envisager une quantification de la déformation interne dans des roches sans marqueurs fiables. Les résultats que nous avons obtenus dans ces études suggèrent que dans des déformations d'intensité moyenne, tout se passe comme si l'aimantation se comportait comme une ligne passive. Ce comportement a pu être modélisé numériquement (Cogné et al., 1985) et le bon accord entre la théorie et l'observation, en particulier en ce qui concerne l'orientation préférentielle des particules d'hématite dans le plan de schistosité (Cogné et Gapais, 1985) confirme notre interprétation. Il devient alors possible de restituer l'aimantation d'origine, en appliquant la déformation inverse au vecteur passif paléomagnétique.

Il est important de souligner que cette correction seule ne suffit généralement pas. En effet, quand la roche se déforme, les structures planaires sont également affectées. En particulier, le pendage apparent de la stratification est généralement du à la déformation d'un pendage initial. Il est donc indispensable de "dédéformer" également le plan de stratification (Cogné et Perroud, 1985), puis d'effectuer une correction pour le pendage résiduel. Ces algorithmes de "déformation inverse" sont complexes, et introduisent nécessairement des incertitudes nouvelles dans les déterminations paléomagnétiques. D'autre part, les mécanismes de déformation sont variables et un algorithme mis au point dans un cas n'est pas applicable dans un autre. Enfin, quand le taux de déformation devient trop élevé, il n'est généralement plus possible de restituer l'état d'origine. Il convient donc d'éviter dans la mesure du possible de conduire des études à finalité paléogéographiques dans des roches où la déformation interne est importante.

III.4 -**Recherche des effets de la déformation dans les études paléomagnétiques**

Il apparait à la suite de cette analyse que la déformation perturbe de plusieurs façons les directions d'aimantation et qu'il est souvent difficile d'éliminer ses effets. Il est nécessaire bien entendu de continuer de chercher à caractériser ces perturbations. Mais, en ce qui concerne les études paléomagnétiques menées de nos jours, il faut tenir compte de ces phénomènes. Pour cela, il convient d'estimer le taux de déformation de manière systématique, et d'échantillonner de façon adéquate pour tester l'existence de telles perturbations et moyenner leurs effets. La comparaison des inclinaisons avant et après correction de pendage est riche d'enseignements. Quand aux déclinaisons, elles sont susceptibles de fortes anomalies. Une meilleure estimation des déclinaisons passe nécessairement par la détermination sur le terrain des éléments structuraux, et par l'utilisation d'algorithmes de déplissement plus élaborés que la simple correction de pendage.

Appendice 3

Tectonophysics, 81 (1982) T15—T23
Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam — Printed in The Netherlands

Letter Section

The change of palaeomagnetic vector orientations induced by Eulerian rotations: applications for the relative rotations of Spain and Europe

H. PERROUD

Laboratoire de Géophysique Interne et Paléogéophysique et Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, (LP CNRS 4661) Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cédex (France)

(Received January, 29, 1981; revised version accepted August 21, 1981)

ABSTRACT

Perroud, H., 1981. The change of palaeomagnetic vector orientations induced by Eulerian rotations: applications for the relative rotations of Spain and Europe. *Tectonophysics*, 81: T15—T23.

Eulerian rotations of continents induce changes of palaeomagnetic vector orientation that cannot easily be deduced from the parameters of the rotation. An algorithm for the calculation of the new palaeomagnetic declination is proposed and simple rules describing the phenomena are drawn. Applications of this algorithm to the relative rotations of Spain and Europe during the Mesozoic allow a comparison of the geological models with the available palaeomagnetic data, indicating: (1) Spain and Europe did not move with respect to one another between Lower Permian and Upper Triassic times; (2) the palaeomagnetic declination difference observed between these two blocks in the Triassic could be due to a multiphase history, the opening of the Bay of Biscay having occurred during the latest phase in Upper Cretaceous.

INTRODUCTION

In plate tectonic theory, any instantaneous movement on the Earth's sphere is conventionally described by an Eulerian rotation defined by a diametrical axis (Eulerian pole) and an angular velocity. In fact, actual motion may be quite different from this. However, in order to restitute an ancient position of a continent, a finite Eulerian rotation is used taking into account the initial and final attitudes of the continent, whatever the true path. This kind of rotation must be used for the comparison of palaeomagnetic data from presently separated plates. But the effect of such rotation on the orientation of palaeomagnetic vectors is still ambiguous. Traditionally, declination deviations from north have been ascribed to rotations around a vertical axis, situated at the place of sampling. Another possible type of motion could be faulting or folding rotations around an inclined axis, introducing an "apparent tectonic rotation" (MacDonald, 1980) which appears as a declination anomaly. I propose here a third way to

0040-1951/82/0000—0000/$02.75 © 1982 Elsevier Scientific Publishing Company

interpret this phenomenon, with applications for plate tectonics and the movements of the continents.

METHOD

The problem to be resolved is the following:

Given a site S (latitude L_s, longitude G_s) and a direction of magnetization (D, I) at this initial place S, what will be the new direction D', I' after a movement of S described by the pole PR and the rotation angle A? This seems to be a simple and important question, but we will see later that there is no simple relation between the angle of rotation A and the change of rotation $D' - D$ of the magnetic vector. The position of the rotation axis is also important, and this comes from the fact that the declination is calculated from present-day meridian. The main hypothesis is that the location S is center of an undistorted area element, which means that the angle between the direction of the virtual magnetic pole (VGP) corresponding to the magnetization given by D, I and the direction of the axis of rotation PR is conserved. With this condition, the two spherical triangles defined by PR, S, VGP and PR, S', VGP' are equals (Fig. 1), where S' and VGP' are the transformed place and virtual geomagnetic pole by the rotation. This implies that the movements of the location S and the VGP are described by the same rotation, and this statement justifies the following sequence:

(1) Calculation of the VGP for the location S and the palaeomagnetic direction D, I.

(2) Rotation of S and VGP about PR (L_p, G_p) with the angle A.

(3) Calculation of the new magnetic vector from VGP' and S'.

These operations can be performed by a simple program using the formulae

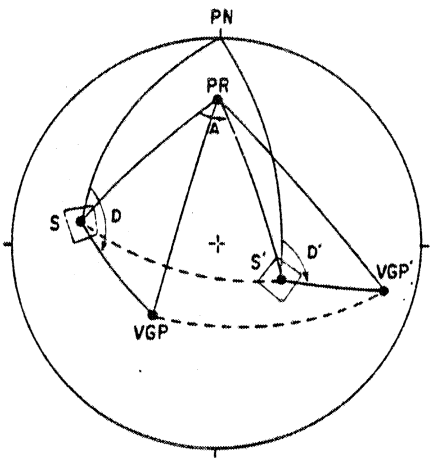


Fig. 1. Rotation of the site S and the pole VGP about the eulerian pole PR with the angle A. D and D' are the declinations before and after the rotation. The two spherical triangles PR, S, VGP and PR, S', VGP' are equals.

given in the appendix. The calculation of the rotations is made here using spherical trigonometry. Other ways are possible, such as with rotation matrices or quaternions (Le Pichon et al., 1976).

Finally, it is clear that the method and the conclusions will apply for any other vectorial direction, with spherical coordinates D and I (or eventually $I = 0$, for horizontal lines such as tectonic or structural directions).

RESULTS

This problem presents a revolution symmetry around the geographical polar axis (not a spherical symmetry), because of the preferential part played by this axis). Consequently, the longitude of the location S is not important, but it is the difference in longitude between the site S and the rotation pole PR which will be the crucial factor. On the other hand, the inclination of the magnetic vector will not be modified by the rotation and does not enter into the calculation of the new declination. However, I kept it in the algorithm in order to check of the results. It is clear that the change of declination induced by the rotation in the calculation does not depend upon the initial value of the declination. So I choose to map on the sphere the line of equal variation of the declination $(D' - D)$ for an initial place of given latitude and a given angle of rotation, with respect to the position of the rotation pole. Two examples of such maps are shown in Fig. 2. From these pictures, the following conclusions can be drawn:

(a) Whatever the latitude of S and the angle of rotation, rotation axes exist which do not induce any change of declination. These are the geogra-

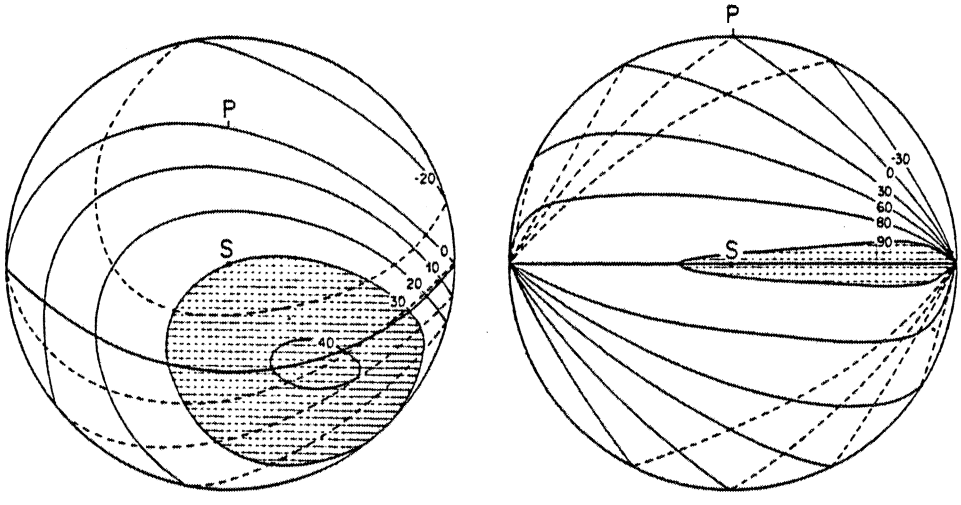


Fig. 2. Maps of equal variation of the declination $(D' - D)$ with respect to the position of the pole of rotation, for a given angle of rotation and a given initial latitude of $S(L_s)$; left: $A = 30°$, $L_s = 40°$N; right: $A = 90°$, $L_s = 0°$. P is the north pole. Shaded zone: $D' - D$ greater than A.

phical polar axis and the horizontal axis perpendicular to the meridian plan containing S. In Fig. 2 the corresponding points are connected by a continuous but not simple line: the locus of the rotation poles which do not modify the magnetic vector.

(b) For a given latitude and a sufficient angle of rotation, there are particular points ("singularities") where all the lines converge. They are the rotation poles which transform the initial location S into one of the two geographical poles. As a matter of fact, it becomes impossible to define a declination when the transformed location S' is situated there. This implies also that we could obtain very large variation of declination when the path of S to S' is near to one of the geographical poles, even for moderate angles of rotation (Fig. 3).

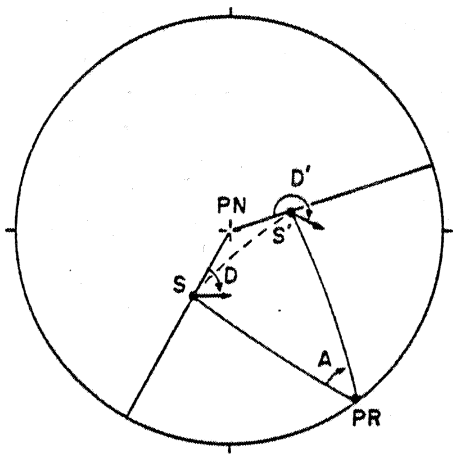


Fig. 3. Case where the path of S to S' is near the north pole (PN) when applying the rotation of pole PR and angle A. $D' - D$ could be very large even for low value of A.

(c) The change in declination could be greater (shaded zone) or lower (unshaded zone on Fig. 2) than the angle of rotation A. If PR is situated at S itself, this change will be equal to A, which is commonly considered to be the general case but is shown here to be a particular case.

(d) Even for places not far from S, we can obtain declination variations quite different from A, depending on the direction where the pole PR is placed from S. This is well illustrated in Fig. 2 (left), where $D' - D$ varies from 20° to 35° within a cone of 10° radius around S.

Thus, it appears that there is no simple correlation between the variation of declination observed and the angle of the rotation which has induced this effect, and the differences between palaeomagnetic declinations cannot be attributed directly to a given Eulerian rotation. So we need other information from geological or geophysical observations which constrains the field of possible locations of the pole of rotation, to quantify more precisely what part of the declination discrepancy could be attributed to the move-

ment of the plate, or to determine the angle of rotation that explains the observed palaeomagnetic data.

Meanwhile we can notice the essential part played by the latitude of S in this problem, and this is very interesting for palaeomagnetism, because we have a direct observation of this parameter from the inclination of the magnetic vector.

APPLICATIONS

Opening of the Bay of Biscay

Van der Voo (1969) has found a declination difference of 35° for Permo-Carboniferous times, between the palaeomagnetic data from Spain and from stable Europe. On the other hand he showed that the remanence directions from these two regions for the Upper Cretaceous were identical. He concluded that an anticlockwise rotation of Spain, related to the opening of the Bay of Biscay, occurred between these two times. Geological and geophysical models for this event have been proposed, and two different rotations have been suggested for the total movement of the Iberian block during Cretaceous time (Fig. 4):

(A) A rotation of 23° around a pole near Paris (Le Pichon and Sibuet, 1971; Choukroune et al., 1973).

(B) A rotation of 35° around a pole situated in the western Pyrénées (Carey, 1958; Ries, 1978).

Using the algorithm given in the appendix, calculations of the declination difference according to these two models give the following results:

(a) For model A, the declination variation (20°) is lower than the angle of rotation (23°). For model B, we obtain a declination difference (35°) equal to the angle used (see Fig. 2, left). It seems at first that model B fits the palaeomagnetic data better than does model A. But the following points could be argued:

(b) I found in Palaeozoic red beds from Buçaco, Portugal (Perroud, 1980) a secondary component of magnetization with a declination that differs by varying amounts up to 25°, from those of stable Europe. This is correlated to the opening of the Bay of Biscay during the Upper Cretaceous, on the basis of a constant inclination (around 50°) and the normal polarity of all the data. The rotation of model A is more compatible with these new data than the rotation of model B.

(c) The observed palaeomagnetic declination difference could be due to a multiphase history between the Triassic and the Upper Cretaceous, with the opening of the Bay of Biscay being only the latest phase. So, the examination of the palaeomagnetic data with this approach suggests new ways to interpret the mesozoic evolution of Spain in geodynamic terms.

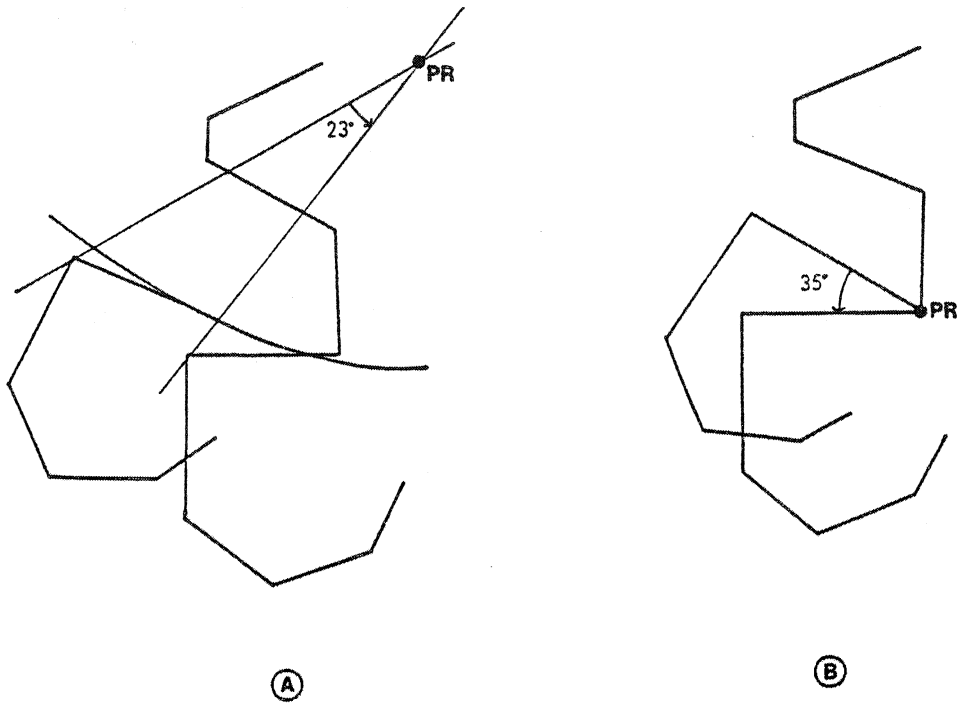


Fig. 4. Rotations proposed for describing the total movement of the Iberian block during the opening of the Bay of Biscay. A: Le Pichon et Sibuet (1971). B: Carey (1958).

Drift of Europe during the Lower Mesozoic

The apparent polar wander curve for Europe (Westphal, 1976) indicates that between Lower Permian and Upper Triassic, the path of the palaeomagnetic pole can be described by a single rotation (Fig. 5). The parameters of this rotation can be determined either graphically on a stereonet, by calculation (Westphal, 1976; MacDonald, 1980), or by fitting of a small circle (Perroud, 1980). This rotation describes the movement of the magnetic pole, for a fixed landmass, which corresponds directly to a rotation of the continent with a fixed magnetic pole (assumed to be situated at the geographical pole). For the determination of this rotation, the palaeomagnetic pole is brought back to the geographical pole in a meridional plane and the same displacement from today's position is applied to the continent. Thus, we get a succession of palaeo-positions for the reference location. We obtained here for Western Europe a rotation between Lower Permian and Upper Triassic of 27° (anticlockwise) around a pole at 26°N, 128°E. This rotation is not the only solution, but if we consider minimum movements around a single pole of rotation, the validity of the palaeolatitude obtained for the continent, and the constraints placed by today's position, we probably arrived at a good approximation of the true movement of the continent.

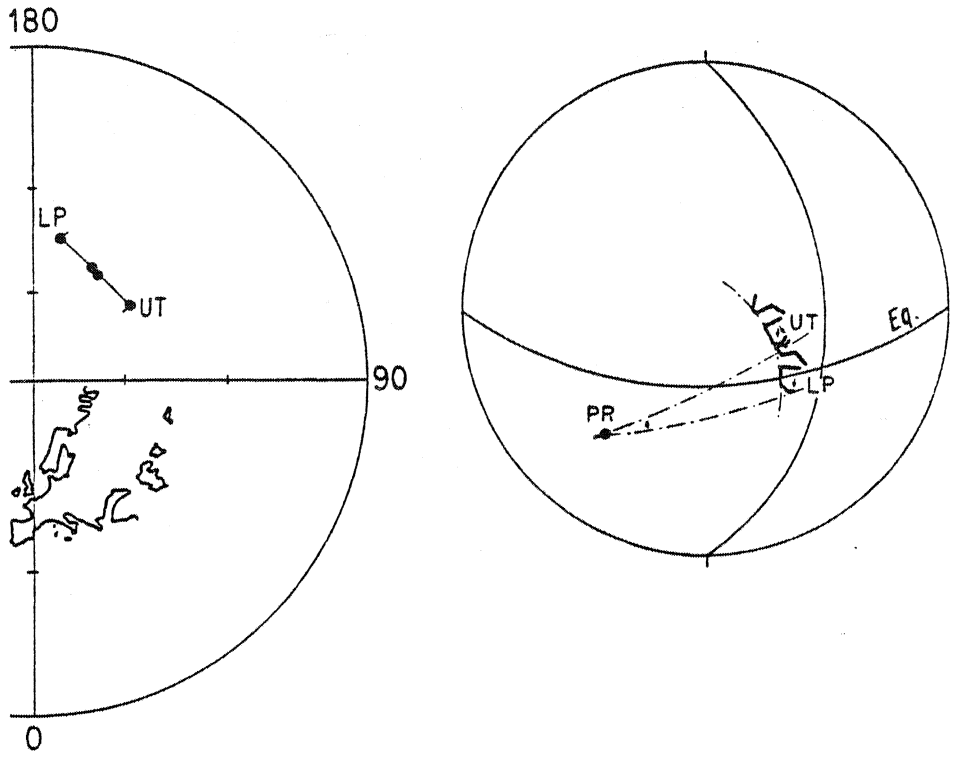


Fig. 5. Apparent polar wander segment for Europe between Lower Permian and Upper Triassic (left) and the rotation deduced for Europe, assuming a magnetic pole fixed to the geographical pole (right).

Meanwhile, the initial latitude and the longitude difference between the pole and the initial location may be well known and we can apply our algorithm: a Lower Permian magnetization will present a declination of −19° (341°) for the Upper Triassic in Spain after the rotation is completed. A new magnetization acquired then will have a declination difference of 19° when compared to the Lower Permian result (Fig. 5). And in Spain, the declination difference between Stephano-Autunion (D = 155°) and Upper Triassic (D = 175°) data (Zijderveld and Van der Voo, 1971) is 20°, in the sense expected by our calculation. This supports the contention that Europe and Spain did not move with respect to one another during this time.

CONCLUSIONS

The main conclusions of this study are the following:

(a) Eulerian rotations of plates induce variation of declination in palaeomagnetic data and there is no simple relation between the angular deviation of the palaeomagnetic vector and the angle of rotation. The declination change could be lower than, equal to or bigger than the angle of rotation,

depending on the relative position and direction of the rotation pole with respect to the initial location.

(b) An algorithm to calculate the declination variation for a given rotation is proposed. Applications of this algorithm to geological problems give a new insight on the interpretation of palaeomagnetic data.

ACKNOWLEDGEMENTS

Dr. N. Bonhommet and P.Y. Galibert are thanked for their helpful discussions. R. van der Voo is specially thanked for his critical reading of the manuscript.

APPENDIX

(a) Determination of the coordinates L_v and G_v of the *VGP*. The following equations allow to calculate L_v and G_v if D, I, L_s, G_s are known:

$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{cotg} p, \qquad \text{with } 0 < p < 180^\circ \tag{1}$$

where p is the palaeocolatitude of S.

L_v is given by:

$$\sin L_v = \sin L_s \cos p + \cos L_s \sin p \cos D, \qquad \text{with } -90^\circ < L_v < +90^\circ \tag{2}$$

$G_v - G_s$ and G_v is given by:

$$\cos p = \sin L_s \sin L_v + \cos L_v \cos (G_v - G_s) \cos L_s \tag{3}$$

$$\sin p \cdot \sin D = \sin (G_v - G_s) \cdot \cos L_v \tag{4}$$

(b) Determination of the new coordinates L_s', G_s' of S' after the rotation about the pole L_p, G_p through the angle A:
Preliminary calculations are needed for the determination of the angular distance between S and PR: θ, given by:

$$\cos \theta = \sin L_s \sin L_p + \cos L_s \cos L_p \cos (G_p - G_s), \quad \text{with } 0 < \theta < 180^\circ \tag{5}$$

and for the determination of the angle α, formed by the great circles arcs (S, PR) and (PR, PN):

$$\sin \alpha = \sin (G_p - G_s) \cos L_s / \sin \theta \tag{6}$$

$$\cos \alpha = (\sin L_s - \cos \theta \sin L_p)/(\sin \theta \cos L_p) \tag{7}$$

Then, the new latitude L_s' is given by:

$$\sin L_s' = \sin L_p \cos \theta + \sin \theta \cos L_p \cos (\alpha + A), \text{ with } -90^\circ < L' < +90^\circ \tag{8}$$

and the new longitude G_s' is given by:

$$\sin (G_p - G_s') = \sin (\alpha + A) \sin \theta / \cos L_s' \tag{9}$$

$$\cos (G_p - G'_s) = (\cos \theta - \sin L'_s \sin L_p)/(\cos L'_s \cos L_p) \quad (10)$$

The same calcualtions give the values of L'_v and G'_v when L_v and G_v are known, see (a).

(c) Determination of the new palaeomagnetic direction: the same equations as in (a) allow to calculate D' and I' when L_v, G_v, L_s and G_s are known: eq. 3 gives p with $0 < p < 180°$ and thus I' by eq. 1. Equations 2 and 4 give D'.

REFERENCES

Carey, S.W., 1958. The Tectonic Approach to Continental Drift. S.A. Carey edit., University of Tasmania, 177 pp.

Choukroune, P., Seguret, M. and Galdeano, A., 1973. Caractéristiques et évolution structurales des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvements de plaques. Bull. Soc. Géol. Fr., XV(3—4): 209—228.

Le Pichon, X. and Sibuet, J.C., 1971. Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. Earth Planet. Sci. Lett., 12: 83—88.

Le Pichon, X., Francheteau, J. and Bonnin, J., 1976. Plate Tectonics. Elsevier, Amsterdam, 311 pp.

MacDonald, W.D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. J. Geophys. Res., 85: 3659—3669.

Perroud, H., 1980. Contribution à l'étude paléomagnétique de l'Arc Ibéro-Armoricain. Thesis, Rennes.

Ries, A.C., 1978. The opening of the Bay of Biscay, a review. Earth Planet. Sci. Rev., 14: 35—63.

Van der Voo, R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula. Tectonophysics, 7: 5—56.

Westphal, M., 1976. Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. Thesis, Strasbourg.

Zijderveld, J.D.A. and van der Voo, R., 1971. Les données paléomagnétiques et leur implication sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne. In: Histoire structurale du golfe de Cascogne. Publ. Inst. Fr. Pétrole. Edit. Technip, Paris, Vol. 1, pp. II 1-1—II 1—23.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 86, NO. B3, PAGES 1873-1887, MARCH 10, 1981

PALEOMAGNETISM AND CROSS-FOLDING IN A KEY AREA OF THE ASTURIAN ARC (SPAIN)

N. Bonhommet, P.R. Cobbold, and H. Perroud

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes I
Institut de Géologie, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex, France

A. Richardson[1]

Geology Department Imperial College, London, SW7 2BP, England

Abstract. In the northwest corner of Spain, Paleozoic and older rocks outcrop in an arcuate pattern (Asturian Arc), concave toward the east. The arc may be primary (before sedimentation) or secondary (after sedimentation). Supporting a secondary origin are many structural features, including two sets of folds, one radial and one tangential to the arc. The Villasecino area was selected for a pilot study of the relationships between paleomagnetism and folding. Detailed structural mapping has shown that radial folds postdate tangential folds. Interference of the two sets has produced the doubly plunging Villasecino anticline. Forty two oriented paleomagnetic cores were drilled at six sites distributed around the anticline, all within red limestones (griotte) of the Alba formation (lower Carboniferous). The typical sample contains 95% by volume of fine-grained calcite; each grain being rimmed by very fine-grained goethite and other iron-bearing minerals. The natural remanent magnetism (NRM) is of moderate intensity (about 3×10^{-3} A m^{-1}) readily measured and very homogeneous for each site. Within-site scatter of vectors is low, but the site mean varies significantly from site to site. The angle between bedding and magnetization vector is nearly constant. These data suggest that magnetization predated folding. Thirteen samples from six sites were subjected to alternating field demagnetization up to 50 mT, and this showed the NRM to be very stable. Thermal demagnetization indicated a unique stable component with blocking temperature in the range 300°-600°C. Chemical demagnetization was attempted using sodium sulphite. Results suggest that the carriers of magnetization are not iron hydroxides but probably hematite. Even after demagnetization, a simple bedding correction does not yield a good grouping of magnetization vectors. We have therefore tested five other, more complex models of unfolding, based on structural observations. The statistically best grouping is produced by a model involving two successive fold phases, where first folds have horizontal E-W axes and second folds have vertical axes. This is compatible with structural evidence. After unfolding, we obtain D = 101.8°, I = 13.1° (α_{95} = 1.5°) for the orientation of the earth's magnetic field in the area. If we compare with the direction for the Carboniferous of 'stable Europe' we get a difference in declination of 50° to 65° according to the model used for closing the Bay of Biscay, possibly in association with tectonic evolution of the Asturian Arc.

Introduction : The Asturian Arc

In the northwestern corner of Spain (Galicia and Asturias), Paleozoic and older rocks outcrop in an arcuate pattern, concave toward the east (Figure 1). This Asturian Arc was first shown on maps by Schulz [1858] and Suess [1885]. Ever since, there have been many attempts to explain its origin. Those who favor a primary (presedimentation) origin have been outnumbered by proponents of a secondary (tectonic) origin.

Supporting a primary origin are studies of sedimentary environments and paleogeography in the Cantabrian Zone (Figure 1b) where the arc is tightest [Zamarreño, 1972]. Nevertheless, a number of structural features lie parallel to the arc: these include traces of major thrusts, fault traces, fold hinges, traces of axial surfaces of folds, and, in some lithologies, tectonic cleavage. Such features support a tectonic or secondary origin for the arc [de Sitter, 1961; Matte, 1968; Julivert, 1971b]. It is, of course, possible that the arc is indeed partly primary but that secondary tectonic displacements have increased the curvature. Thus Ries and Shackleton [1976] have proposed that the arc is an orocline [Carey, 1955] formed by Variscan bending about a vertical axis of an originally straight or much less curved fold belt. In contrast, Matte and Ribeiro [1975] have suggested that secondary curvature was produced by relative displacement toward the west of a Cantabrian microplate. Also, deformation in north Spain may not be independent of Hercynian deformation in Brittany. Since the time of Choubert [1935] many hypotheses have been made concerning the existence of an Iberian-Armorican Arc [see, for example, Matte and Ribeiro, 1975].

The various models of the Asturian Arc can, in principle, be checked using methods sensitive to any of the components of permanent deformation, these being rigid translations, rigid rotations, and strains. Permanent strains of large magnitude are recorded in rocks by deformed fossils and other objects as well as by structures such as folds. Some progress has been made in measuring strains throughout the Asturian Arc [Matte, 1968; Ries and Shackleton, 1976], but major obstacles are the absence of good strain markers and the strongly heterogeneous nature of the strain.

For determining components of rigid motions, by far the best tool would appear to be paelomagnetism, especially if applied to rheologically resistant lithologies which have undergone little internal strain. Under these conditions it is possible to determine (1) rigid rotations about

[1]Deceased July 1976.

Copyright 1981 by the American Geophysical Union.

Paper number 80B1387.
0148-0227/81/080B-1387$01.00

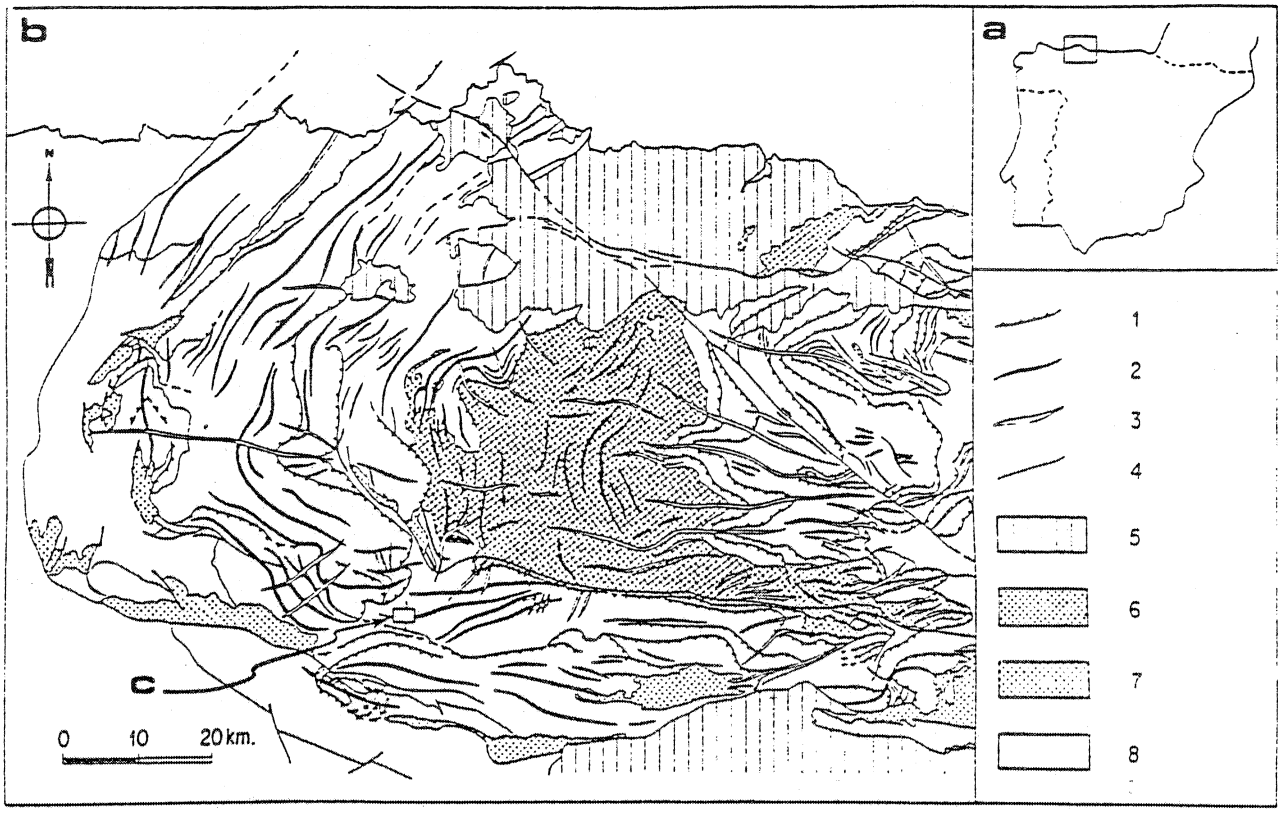


Fig. 1. (a) The Asturian Arc of NW Spain and its structural elements (modified [after Julivert and Marcos, 1973]). (b) In the Cantabrian zone, Precambrian rocks of the Narcea Antiform (8) are overlain by a Paleozoic sequence, culminating in Carboniferous shales of the Central Coal Basin (7) and unconformable Stephanian sediments (6). Below the Stephanian, the area is affected by thrusts (1), faults (4) and two generations of folds, one with axial surfaces (2) tangential to the arc, the other with radial axial surfaces (3).

vertical and horizontal axes and (2) large changes in geographical latitude. A test for the former is of great importance in discriminating between models for a primary or secondary origin of the Asturian Arc.

Déformation in the Cantabrian Zone

In the Cantabrian Zone (Figure 1b), Paleozoic sediments are of low metamorphic grade. Penetrative internal strain is restricted to a few lithologies (shales), and most of the regional deformation has occurred by development of faults, overthrusts, nappes, and folds. The structural history of the region has been summarized by Julivert [1971b].

Overthrusts are common throughout the Cantabrian Zone [Julivert, 1971a]. Overthrust sheets have complex shapes and are stacked multiply, producing many repetitions in the stratigraphic sequence. Most of the thrust surfaces are also folded, and it is likely that much of the thrusting preceded the main episodes of folding. There is evidence that thrust sheets were translated radially inward toward the center of the arc. It seems likely that relative rotations have occurred between individual thrust sheets, as reported elsewhere by Grubbs and Van der Voo [1976].

Folding occurred under conditions favoring flexural slip [de Sitter, 1961; Julivert and Marcos, 1973]. This means that rheologically resistant beds have been buckled without large changes in arc length and with a minimum of internal strain. Such layers are well suited to paleomagnetic sampling. Contact between neighboring resistant layers has been maintained, either by relative slip on bedding discontinuities or by shear distributed throughout less resistant layers (for example, shales).

Most folds have horizontal or nearly horizontal hinges and vertical or almost vertical axial surfaces. They may be grouped into two large families (Figure 1b), one with hinges radial, the other with hinges tangential, to the Asturian Arc [Julivert and Marcos, 1973]. Where radial and tangential folds intersect, they produce interference patterns. Some of these are of dome-and-basin type, from which it is difficult to draw conclusions concerning the relative ages of the radial and tangential components. In other examples, however, it is clear that axial surfaces of tangential folds are refolded about vertical axes lying in the axial surfaces of radial folds. From such relationships, Julivert and Marcos have deduced that most of the radial folds formed later than the tangential ones. Our own structural investigations wholly support this interpretation. We have found instances where a tectonic cleavage associated with tangential folds is itself refolded around radial folds.

In carbonate-rich rocks, flexural slip has led to formation of imbricate calcite fibers in gaps between bedding surfaces. These fibers give the sense as well as the direction of slip [Durney and Ramsay, 1973]. Associated with interference structures in Cantabria are two well defined and separate sets of fibers, one approximately normal to radial fold axes, the other nearly normal to tangential axes. We take this as evidence that the two fold sets formed independently in time. Furthermore, on any bedding-surface gap, those fibers found closest to the walls of the gap are, in most if not all examples, normal to tangential fold axes; thus we conclude that tangential folds (henceforth labeled F1) were succeeded in time by radial folds (F2) in accordance with the interpretation of Julivert and Marcos [1973].

For our pilot study of paleomagnetism and folding, we chose a small area (labeled c in Figure 1b and shown enlarged in Figure 2) containing an interference structure (the doubly plunging Villasecino anticline) and lower Carboniferous limestones (Alba formation) which were relatively resistant to deformation and contain magnetic minerals. The area was also selected because it is here that the arc begins its swing northward from an east-west attitude (Figure 1b).

Cross-Folding in the Villasecino Area

The Villasecino area (Figure 2) is here taken to be a small area (about 3.5 x 1 km) centered around the village of Villasecino (6°00'W, 42°57'N). The general geology of this area and surrounding upper reaches of the Luna and Sil valleys have been described by Van den Bosh [1969] in a comprehensive paper accompanied by a geological map at 1/50,000. Prominent on this map and on our own (Figure 2a) is the Villasecino anticline, a noncylindrical structure with a hinge essentially horizontal, east-west and parallel to other F1 folds. In the Villasecino area, it affects Devonian and Carboniferous sediments, including red limestones (griottes) of the Alba formation. Local topographic relief is moderate, so that traces of bedding at outcrop (Figure 2b), detailed measurements of dip and strike (Figure 2c), and stereographic analysis of these structural data (Figure 2d) can be used to reconstruct a horizontal section through the area (Figure 2e).

Detailed stereographic analysis (Figure 2d) illustrates several important points. Thus a plot of all the bedding normals (all areas, Figure 2d) shows how noncylindrical the major fold is. Areas of maximum point density represent the northern and southern limbs plus the eastern and western hinge zones. The total area has been divided into four subareas for further analysis.

1. Subarea A (Figure 2d) is more cylindrical than the total structure: the average fold axis plunges at about 20° to the WNW and the axial surface (a) is steep. The northern (n) and southern (s) limbs nevertheless show a scatter of points which we interpret as due to F2 refolding. Further evidence for this comes from a study of calcite fibers freshly exposed on bedding surfaces in a road-cut across the hinge of the major fold (section S, Figure 2b). From the orientation of these fibers and the sense of slip, determined in the field, one can deduce the axis and sense of the associated rotation of the bedding during folding. This rotation is, of course, only incremental, as the fibers do not record the entire history of folding. The instantaneous rotation paths of bedding normals (Figure 2d, area A, tails to open circles) show how refolding has occured on the limbs of the major anticline. The tails point away from the great circle (p) that would represent a perfectly cylindrical fold. Some tails are almost normal to p, indicating refolding about minor F2 axes that lie within p.

2. Subarea B (Figure 2c) is larger in extent. The average F1 axial surface trends more nearly east-west. The amount of refolding on the limbs is greater, as witnessed by the scatter of bedding normals (Figure 2d).

3. In subarea C the F1 axis is approximately horizontal. Refolding is strong and affects the hinge as well as the limbs of the major anticline.

4. Subarea D (Figures 2c and 2d) is a small-scale dome, with axes plunging approximately north, south, east, and west.

In conclusion, stereographic analysis supports earlier contentions about the order of fold events. It shows how the major anticline (F1) has been modified by later folds (F2), undergoing in the process changes in (1) the angle of plunge of the hinge, (2) the direction of plunge of the hinge, (3) the trend of the axial surface, and (4) the planarity of the limbs. These changes vary from subarea to subarea, F2 folds existing on a scale smaller than the F1 antiform. Both types of interference patterns described by Julivert and Marcos [1973] occur here in one small area. Thus the area is potentially useful for studying the effects of cross folding on paleomagnetism.

Paleomagnetic Samples

The Alba Formation

In the Villasecino area the Alba formation (of Viséan age) attains a maximum thickness of about 13 m. It consists of red nodular limestones (griottes) pink to grey nodular limestones, red shales, red siltstones, and bedded red chert with radiolarians [Van den Bosch, 1969]. The original sediments were probably deposited on a flat lying topography, in a shallow marine environment, under very quiet oxidizing conditions. Conditions of diagenesis are less well known.

Sampling Procedure

To avoid the effects of strain as much as possible, sampling was restricted to the main band of red griottes. A total of 42 oriented paleomagnetic cores were drilled at six sites distributed over the Villasecino area (Figure 2b). Three of the sites (2A, 19, 21) are on the northern limb of the main anticline, the other three (2B, 20, 22) on the southern limb. Sites were chosen on the basis of structural position, outcrop, and accessibility. Thus sites 20 and 21 in the west lie within subarea A, where the F1 axial trace is WNW; site 19 lies in subarea C, where the F1 trace is nearly EW; whereas sites 2A, 2B, and 22 lie in subarea D, where the major anticlinal hinge is bent upward into a local dome.

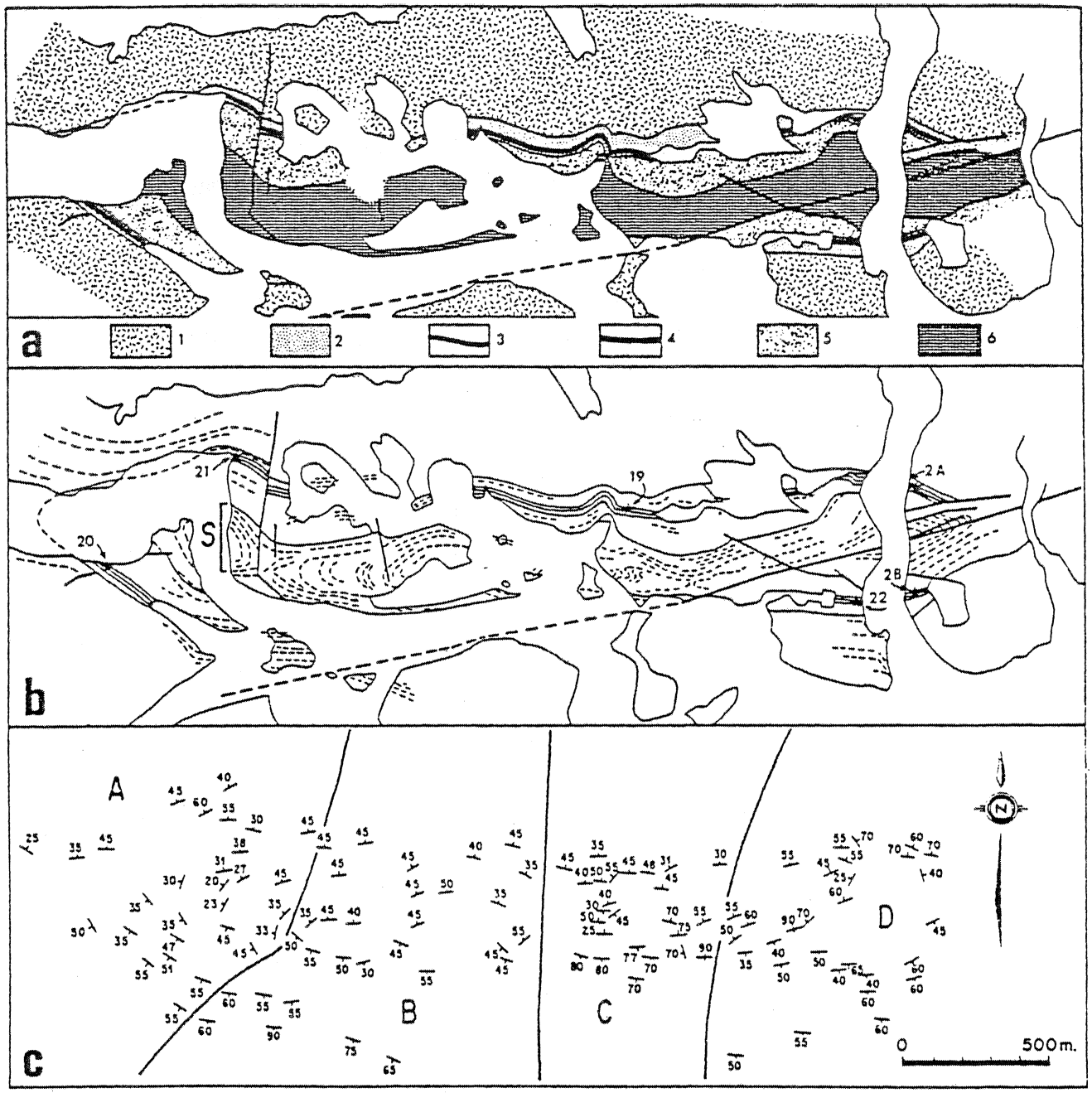


Fig. 2. Structure of the Villasecino area. (a) outcrop map showing Devonian limestones of Candas formation (6); lower Carboniferous rocks including, sandstones of Ermita formation (5); limestones of upper part of Ermita formation (4); limestone of Alba formation (3); platy limestones (2) and thicklybedded limestones (1) of Caliza de Montana Formation. Thickest lines are fault traces. (b) Bedding traces (dashed lines) and numbered paleomagnetic localities (stars). (c) Strike and dip of bedding, with subareas A, B, C, D. (d) Stereographic projection (lower hemisphere, equal area) of bedding normals (dots and open circles) minor fold axes (triangles) and major fold axes (squares). (e) Reconstructed horizontal section through area, showing trace of bedding (solid curves) and its dip (in degrees), axial traces of tangential folds (1) and of radial folds (2).

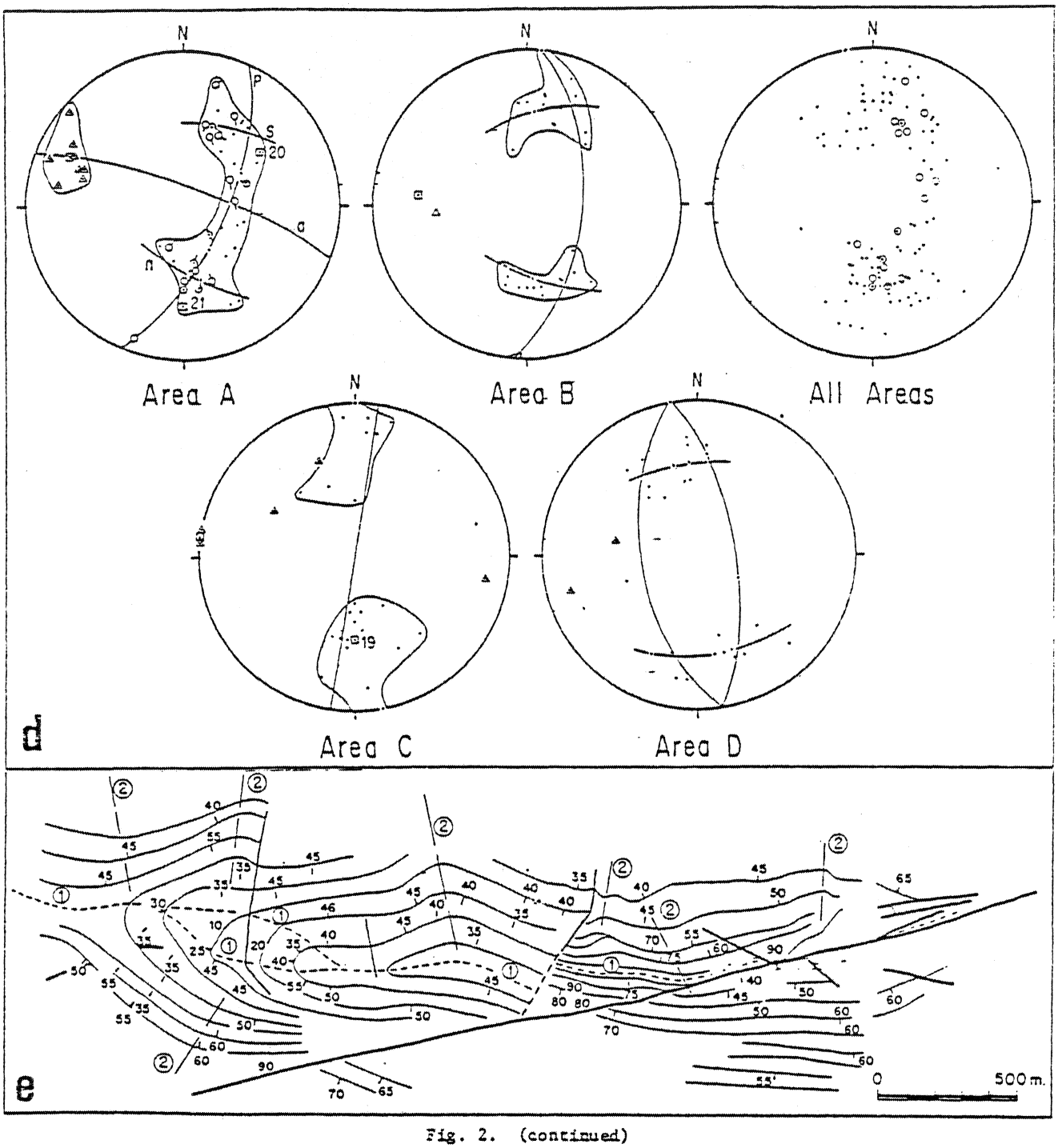


Fig. 2. (continued)

At each site, six to eight oriented cores were drilled within a radius of about 5 m. The orientation of bedding was carefully measured for each core; where such a measurement was not possible, no core was drilled. Sampling was restricted to the most massive rock with a minimum of tectonic or pretectonic cleavage and stylolites. From this field collection, only one specimen per core was available for study.

Sample Composition

The mineralogical and chemical composition of samples was studied using an optical microscope (transmitted and reflected light), X ray analysis and microprobe analysis.

1. Under the optical microscope (transmitted light), about 95% by volume of the rock consists of equant calcite grains (grain size about 2 μm). These are coated with even finer-grained films of opaque minerals (about 5% by volume). Scattered within the matrix are fossil fragments of various sizes (5% by volume, mainly calcite).
2. In reflected light, polished sections reveal that opaque minerals are predominantly goethite. These rim the calcite grains and also occur in small veins and spots throughout the matrix.
3. X ray analysis reveals the presence of calcite, with minor amounts of goethite.
4. Microprobe analyses for calcium and iron show that the calcite grains are iron-free. The iron is concentrated in very thin layers (<1 μm), calcium-free, where the grain size is very much less than 1 μm.

Internal Deformation

Little is known about the effects of strain upon the orientation of NRM in real rocks, but it is reasonable to assume that magnetization vectors might rotate by as much as any passive marker would [Kodama and Cox, 1978]. Depending upon the orientation of the strains, the magnetization could be significantly modified not only in inclination but also in declination. For areas such as Cantabria it is therefore important to be able to estimate the strains and their possible effects on magnetization.

Experiments performed on artificial materials have yielded results which at first sight may appear contradictory but in detail are not. Thus Kodama and Cox [1978] reported little change in magnetization direction of clay samples after bulk shortening of up to 33% but the mechanism of deformation was shown to be shearing alongs narrow conjugate zones involving only a few percent by volume of each sample. In contrast, Ozima [1980] obtained rotations of up to 20° for equivalent shortening, but here deformation was intracrystalline and caused by rotation of ellipsoidal magnetic grains throughout the sample. We may therefore conclude that whether or not the strain effect is important depends upon the mechanism of deformation and the scale at which it occurs, relative to the nature and size of magnetic minerals.

Bearing these points in mind, we have examined thin sections of Alba griotte under the optical microscope, with the following results:

1. At the grain scale, fossil fragments appear undistorted with uncorroded boundaries. Most fragments are single crystals of calcite and show little or no twinning. In the matrix, calcite grains are equant and apparently of sedimentary origin; thus they do not appear to have been deformed. We conclude that intracrystalline deformation is negligeable.
2. At the sample scale there is evidence for deformation. Some samples show extension veins infilled with crystalline calcite. In two samples only, these veins are very slightly buckled. More common are seams of opaque material, up to 40 μm thick and spaced at intervals of more than 1 cm. These seams truncate fossil fragments and have stylolitic forms. They may be identified as zones of localized shortening with volume loss due to removal of carbonate material. Such zones are common in limestone (especially griottes) and are attributed to stress-induced diffusion. In the Alba griottes, most seams are parallel to bedding and probably formed during burial, but others are equivalent to tectonic cleavage and are probably contemporaneous with folding. From observation of displaced fossil margins we have estimated the shortening across individual seams as being no more than 1 mm, usually much less. Thus the resulting bulk shortening of the rock is about 10% or less. Also the seams at present account for less than one hundredth of the total rock volume. Since, however, magnetic minerals are preferentially concentrated along the seams, the latter may perhaps contribute significantly to the bulk NRM. We have not been able to investigate this possibility directly because the seams are too closely spaced compared with the size of paleomagnetic samples.

Paleomagnetism

Natural Remanent Magnetism (NRM)

For 42 standard specimens the direction and intensity of NRM was measured using a computerized (PDP 11-05) flux gate spinner magnetometer (Schonstedt DSM-1). The NRM is of moderate intensity and readily measured (Figure 3a, inset). The main intensity is 3.3×10^{-3} A m^{-1} (3.3×10^{-6} emu cm^{-3}) with standard deviation of 0.96×10^{-3} A m^{-1}. Site mean directions of NRM have been calculated with α_{95} circles of confidence (Figure 3a and Table 2, row 1). The data can be summarized as follows:

1. Within-site scatter is quite low. This probably reflects the 5 m radius of sampling, within which bedding orientation does not vary greatly.
2. The site mean orientation varies signicantly from site to site.
3. Site mean orientations are all different from that of the earth's magnetic field at the present time. This suggests a stable type of magnetization.

A preliminary comparison with structural data suggests a prefolding origin for magnetization. For example, site means 2B and 22 are well-grouped and both lie on the southern limb of the major F1 anticline; similarly, 2A and 19 are well grouped and lie on the northern limb. Also site means 2A, 19, 21, which all belong to the same northern limb, show differences in declination of NRM which will be correlated later with the

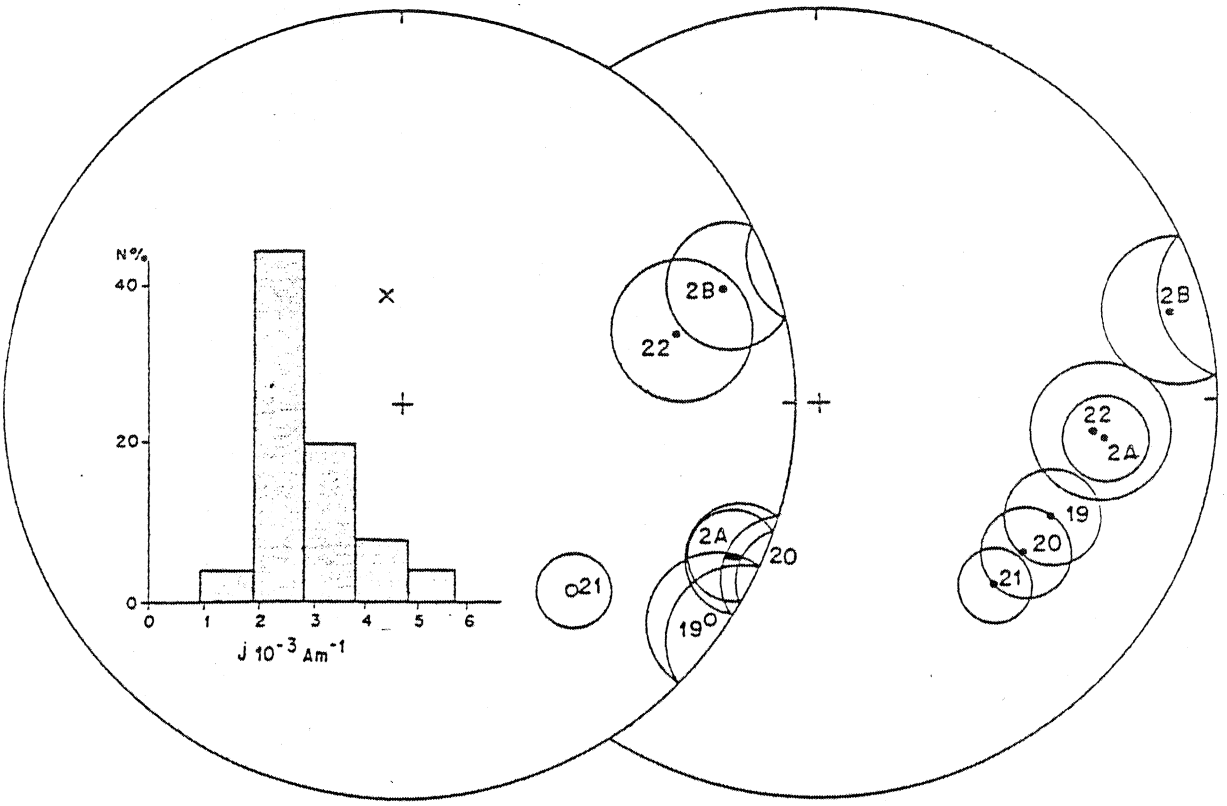


Fig. 3. Stereographic projection of NRM vectors before (left hand side) and after (right hand side) correction for dip of bedding. Site means (dots = lower hemisphere, open circles = upper hemisphere) with corresponding site numbers are surrounded by their α_{95} circles of confidence. Inset (left) is frequency plot for magnetization intensity.

changing orientation of the F1 fold axis (Table 1).

A very simple but important test can be done to check whether magnetization is acquired before folding. If beds undergo rigid rotations with no internal strain, the angle between the NRM vector and the bedding surface (that is, the original inclination) must remain constant. For the 42 standard specimens from the Villasecino area the angle in question has a mean of 18.3°, with a standard deviation of 13.5°. The mean value is very close to the inclination of the earth's field during the lower Carboniferous (as discussed later). The small deviation suggests that there has been little or no later remagnetization (since internal strains are known to be small). This has been checked using demagnetization techniques (described in the following sections).

After NRM measurements, because of a lack of specimens, samples were distributed into three groups for demagnetization experiments and microscope work. Thirteen samples were progressively demagnetized using alternating fields, 17 were thermally demagnetized, and 10 were used in attempts at chemical demagnetization.

Alternating Field (af) Demagnetization

The NRM of 13 samples (about two per site) from all six sites was measured after each of five steps of 10 mT applied in a demagnetizing system (Schonstedt GSD-1). To check the higher part of the coercivity spectrum, six samples were demagnetized up to 100 mT.

Curves of NRM intensity versus applied field (Figure 4a) have similar forms for all samples and sites. At 50 mT the intensity is still 60% to 80% of the initial value. The medium destructive field (MDF, corresponding to a 50% decrease of initial NRM) has a minimum value of 70 mT; for most samples, values of the order of 100 mT can be estimated from the trends of the curves. Zijderveld diagrams [Zijderveld, 1967] for two typical samples (Figure 5a) show that the NRM directions do not change greatly during cleaning up to 40 mT. There is a general decrease toward the origin after removal of a low coercivity component (0-20 mT). The characteristic direction for each curve is obtained using vectorial subtraction in the range 30-40 mT; above 40 mT, small spurious components generally appear, giving an increase in the scatter of directions for each site. These components are interpreted as secondary ones acquired during af treatment, as they behave erratically.

Because few samples were demagnetized for each site, it was not possible to check the efficiency of af cleaning using Fisher statistics on each site before and after cleaning (see Table 3). One may, of course, use the 13-sample characteristic directions as a single population, but here any slight improvement coming from cleaning will be totally hidden due to complex folding of the Villasecino structure (Figure 3a). The effi-

TABLE 1. Structural Data Averaged for Each of the Six Sites Around the Villasecino Anticline

Sites	Total Number of Samples Used*	Bedding		F1 Fold Axis		F2 Fold Axis	
		Dip	Strike	Plunge	Strike	Plunge	Strike
2a	6 (1, 3)	70°	277°	0°	90°	46°	0°
2b	7 (3, 3)	54°	76°	0°	90°	40°	180°
19	7 (1, 3)	45°	276°	0°	90°	40°	0°
20	7 (2, 3)	50°	147°	22°	305°	-	-
21	7 (3, 2)	60°	272°	22°	305°	-	-
22	8 (3, 2)	60°	87°	0°	90°	40°	180°

*Two successive figures in brackets indicate number of samples used in af and thermal cleaning, respectively.

ciency of cleaning will therefore be checked on the whole population of cleaned samples (either af or thermal) but after correction for folding. This will be done using the unfolding model F described later.

Thermal Demagnetization

To check the stability of the NRM further, a majority of samples (17) belonging to the six sites were chosen for thermal demagnetization using a Schonstedt TSD-1 system, where samples are heated and cooled in a zero field (nonmagnetic furnace with mu-metal magnetic shielding). Measurements of NRM were made after each of eight steps between 20° and 630°C.

The decrease in intensity with temperature (Figure 4c) is similar for all 17 samples and marked by (1) an apparent increase of intensity up to 150°C, (2) a rapid decrease of intensity in the range 450°-510°C, indicating a main range of blocking temperatures, and (3) no decrease or an evenly increasing intensity in the range 510°-630°C.

These results can be closely related to variations of NRM directions. Two characteristic samples (Zijderveld diagrams, Figure 5b) illustrate the following results:

1. At 150°C there is removal of a northerly component with positive inclination for 'in situ' (geographic) coordinates. This component is close to the present earth's field direction at the site and is interpreted as being recent viscous magnetization.

2. After removal of this component the direction stabilizes up to 550°C. The characteristic direction for this stable magnetization has been obtained from the 300°C data, which give the lowest within-site scatter.

3. For a very few samples the direction can be followed up to 630°C (Figure 5b), but for most samples spurious components may appear from around 450°C onward, mainly in the range 510° to 630°, where the intensity may even increase slightly.

4. There is no evidence for a higher temperature component with coherent direction in the formation either before or after unfolding.

From thermal and af cleaning we conclude that the NRM of the Alba formation in the Villasecino area has a unique stable component with blocking temperature in the range 300°-630°C and coercivity of 100 mT. Instability during heating makes it difficult to obtain high precision on the direction; for this purpose, af cleaning is more efficient. It will be shown later that after unfolding the mean directions given by both af and thermal cleaning are almost identical but differ slightly from that of the NRM.

Chemical Demagnetization

The usefulness of chemical leaching techniques has been clearly demonstrated [Roy and Lapointe, 1978; Henry, 1979]. If in a sedimentary rock there is overlap between the blocking temperature spectra (or coercivity spectra) of two components of magnetization, these two components cannot be distinguished easily. With chemical leaching (generally HCl for red sandstone) the corresponding leaching time spectra for the two components may differ significantly enough to allow a clear separation. Failure to obtain a multivectorial origin for the NRM of the Alba formation using af and thermal cleaning does not mean that such an origin does not exist (because of the possibility of overlapping); thus chemical leaching was tried. Because of the composition of the rock (carbonate limestone), use of HCl results in destruction of the sample. We tried using a saturated solution of sodium sulfite (Na_2SO_3) which renders iron hydroxides soluble.

Ten samples, each with a 10 mm diameter hole drilled along the sample axis to increase diffusion of the solution, were leached for various periods of up to 800 hours in the saturated solution, but no significant decrease of magnetization intensity was registered. In a last attempt a sample was leached for 1 week in a solution heated at a constant temperature of 60°C. The color of the rock altered, and the solution became reddish, chemical analysis showing very clearly that iron hydroxides were abundant in the solution, but again there was no significant change in NRM direction and intensity. A section through the sample showed that leaching has penetrated about 1 mm into the rock. This represents about 20% by volume of the sample which should be enough to cause a significant decrease in intensity if iron hydroxides were the carriers of NRM. We conclude that they are not.

Magnetic Minerals

Goethite is the only magnetic mineral that we have identified using the optical microscope (resolution 2 μm) and X ray analysis. But goethite has a Curie point of only about 100°C [Stacey and Banerjee, 1974], whereas thermal demagnetization (Figure 4c) indicates that our samples have bloc-

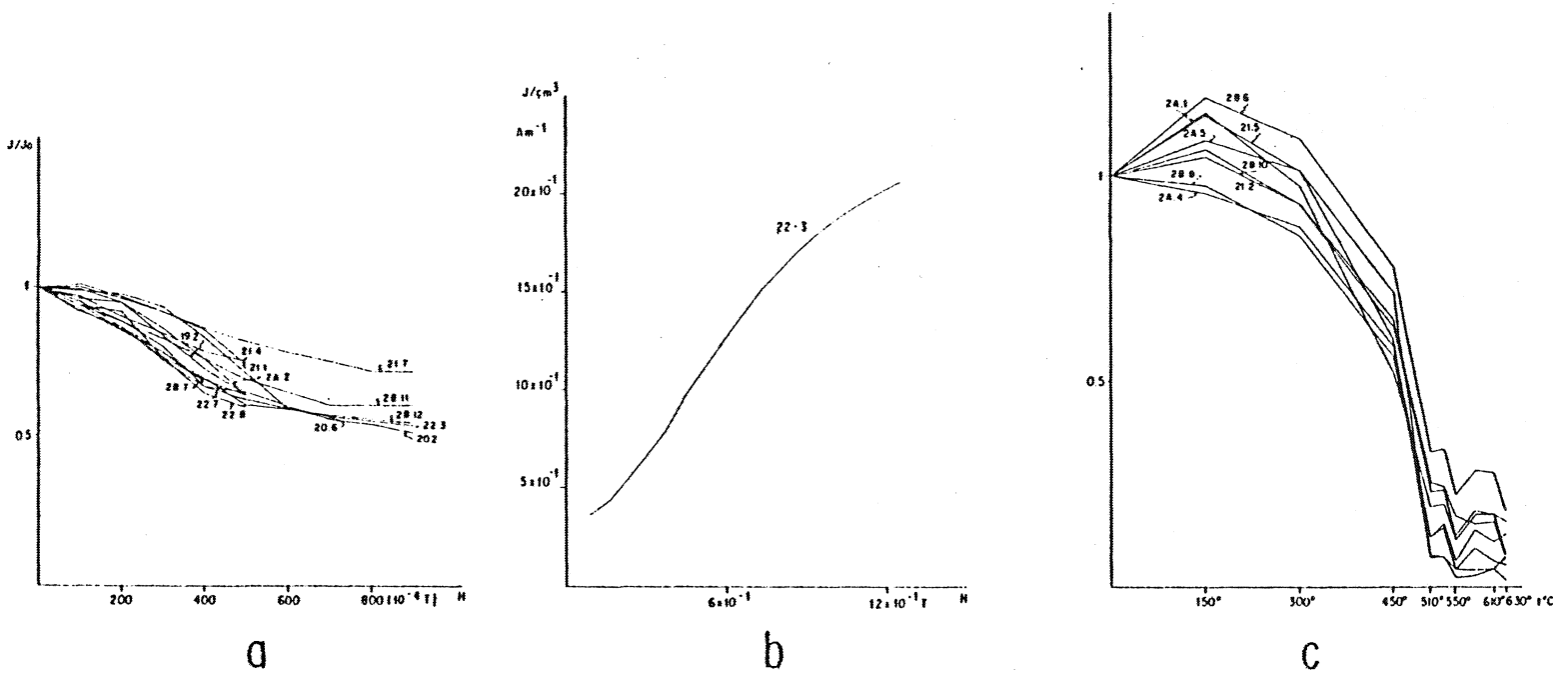


Fig. 4. (a) Alternating field demagnetization. Normalized intensity (J/J_o) versus peak field value (H) for all sites. (b) Isothermal remanent magnetization (IRM acquisition curve for sample 22-3). (c) Thermal demagnetization. Normalized intensity (J/J_o) versus temperature (t) for eight samples form sites 2A, 2B, 21.

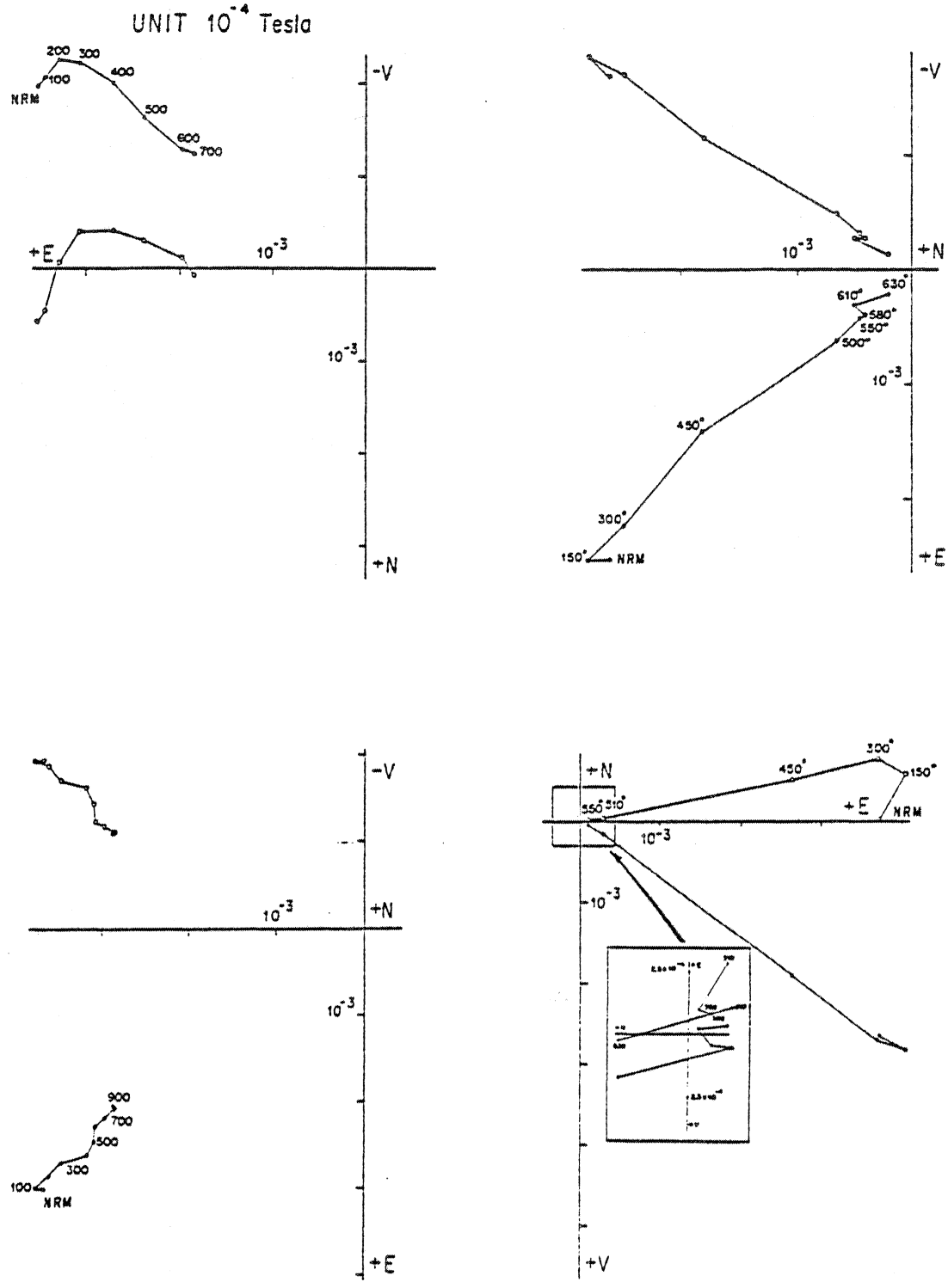


Fig. 5. Zijderveld diagrams for alternating-field demagnetization (left) and thermal demagnetization (right) for two characteristic samples (top and bottom). Open circles indicate vertical projection; full circles, horizontal projection.

king temperatures of 450°-500°C. Also chemical demagnetization suggests that goethite is not the main carrier of the NRM.

Other likely candidates are hematite, magnetite, and maghemite. Maghemite has been reported from other limestones by Channel [1978] and Heller [1978]. Also it has been shown by Yariv et al. [1979] that goethite may be transformed into maghemite by heating to 300°C in the presence of organic materials. Such high temperatures were probably not attained in the Alba griotte, but the same transformation might conceivably have occured at lower temperatures, given the geological time available.

To investigate this, the isothermal remanent magnetism (IRM) was measured for one sample (22-3) magnetized in fields up to 1.2 T. (Figure 4b). Since no saturation was observed, we can exclude magnetite and perhaps maghemite as the main magnetic minerals but cannot otherwise discriminate between goethite and hematite.

Recently one of us (H.P.) has measured the IRM of specimens from the same Alba formation but another area of the Asturian Arc, using a cryogenic magnet with fields of up to 5 T. Of the acquired IRM, more than 80% remained after subsequent heating to 120°C. This is higher than the Curie point of goethite, which we therefore exclude as the main magnetic mineral. The IRM curves also indicate that saturation is reached at a field strength too high for maghemite but reasonable for hematite. We conclude that goethite is the most abundant magnetic mineral but that hematite is probably the main carrier of the NRM.

Models for Unfolding the Villasecino Anticline

We have shown that NRM directions are relatively stable during af and thermal cleaning and also that they become slightly better grouped after a simple 'bedding correction'. This suggests that magnetization was acquired before folding. The well-grouped values of the angle between magnetization vector and bedding (Figure 3b) support this. Failure to obtain a good value for the Fisher precision parameter k after a simple bedding correction suggests, however, that this correction (referred to here and in Table 2 as model A) is perhaps too simple.

More elaborate models can be proposed on the basis of the structural history (reviewed previously) of the Villasecino area. We have tested the following six models, each involving a sequence of rigid rotations about various axes and through various angles.

Model A. This is the simple bedding correction. There is one axis of rotation, the strike of the bedding. The angle of rotation is the dip of the bedding as measured for each sample.

Model B. The rotations described for model A are preceded by a rotation through 35° about vertical axis. This correction takes into account the curvature in the western part of the area (subarea A) and is only applied to sites 20 and 21.

Models C and D. These two models take into account the two fold phases. Unfolding starts about F2 and continues about F1 (the reverse order of folding). In both models, F2 axes are those measured on-site (Table 1) or are otherwise assumed to be vertical (sites 20 and 21). Models C and D differ in that C uses bedding orientations measured for each sample, whereas D uses site mean bedding orientations.

Models E and F. These two models assume the same order of fold phases as in C and D, but instead of using F2 fold axes as measured in the field (Table 2), they assume these axes are everywhere vertical. The difference between models E and F is the same as that between C and D. It is used to check whether local variations in bedding orientation are of tectonic origin or not.

Fortran IV programs have been written and used to apply the sequences or rotations required by

TABLE 2. Comparison of Unfolding Models

	2a			2b			19			20			21			22			All Sites			
	D	I	k	D	I	k	D	I	k	D	I	k	D	I	k	D	I	k	D	I	k	α_{95}
In situ	114.3	4.4	86	70.8	7.4	34	124.4	-2.3	34	114.3	3.5	50	136.5	-24.5	65	75.9	17.9	18	106.2	1.3	7.6	26.0
A	97.4	17.8	71	76.1	4.9	28	116.2	23.5	40	126.0	24.5	44	135.9	24.9	67	96.0	19.7	18	107.3	20.4	14	-
B	97.4	17.8	71	76.1	4.9	28	116.2	23.5	40	91.0	24.5	44	100.9	24.9	67	96.0	19.7	18	96.0	19.6	31	-
C	95.6	17.8	77	81.0	4.9	30	116.5	23.5	41	101.4	24.7	42	115.1	24.9	45	95.3	19.8	17	100.5	19.7	30	12.4
D	97.0	17.9	86	82.0	8.7	34	117.1	18.1	34	99.5	27.1	50	110.9	20.5	65	98.1	18.0	18	100.6	18.7	39	11.0
E	90.2	17.7	86	96.2	5.1	23	117.2	23.5	39	101.4	24.7	42	115.1	24.9	45	97.4	19.8	17	102.7	19.6	41.0	10.6
F	91.8	17.8	86	93.0	8.6	34	112.5	17.9	34	99.5	27.1	50	110.9	20.5	65	100.6	18.2	18	101.3	18.5	64	8.5

Populations of all directions: N = 42, D = 101.5, I = + 18.5, α_{95} = 1.1, k_u = 36, k_b = 90.

Fisher statistics of NRM directions for each site and all sites before unfolding (in situ) and after unfolding using models A to F.

See Table 1 for the number of samples used at each site. All angular data are in degrees.

the above models. The input data include the magnetization directions for each sample and the structural data measured in the field (Table 2). The output includes the magnetic vectors after unfolding and the Fisher statistics for each and all sites. The main algorithm contains the following steps:

1. Rotate bedding about local F2 axis until bedding pole is normal to F1 (that is, the bedding surface contains F1). This is done iteratively, with checking of the dot product between the two orientations. Apply the resulting rotation to magnetic vectors (models C and D). Alternatively rotate about a vertical axis (models B, E, F).

2. Restore F1 to horizontal by rotation about horizontal axis normal to F1. Apply to magnetic vectors (models C to F).

3. Rotate about F1 until bedding is horizontal (models C to F).

Notice that steps 2 and 3 above are commutative, but other pairs of steps are not necessarily so.

Models A to F were first tested using a maximum number of samples, that is, all 42 original NRM directions. This was judged preferable to using only the 13 magnetically cleaned samples or only the 17 thermally cleaned ones. In any case, the within-site scatter of directions before or after cleaning is small compared with the between-site scatter due to folding.

Fisher statistics for each and all sites (Table 2) were calculated after applying each of model A to F. Using first the results for each site, we can examine the effect of local variations of bedding orientation. These variations are not negligible: for example, for site 19, the range of strike directions is 16°. Bearing in mind that the site diameter is only about 10 m, we can ask whether significantly different results are obtained using either (1) the bedding orientations measured for each sample, or (2) the site mean bedding orientation. Each column of Table 2 shows that (1) k values do not vary much from one model to the next, (2) except for site 19, k nevertheless increases from model C to model D and from E to F: in other words, k is systematically slightly higher when site mean bedding orientations are used. One explanation for this is that bedding variations are, in general, due not to deformation but to some previous process such as nonplanar deposition. For site 19, which is near an F2 fold hinge, all models give a slight increase in k when using sample bedding. This might be due to deformation. On a strict Fisher statistical basis, however, the k values at each site are not significantly different from one model to the next. This is confirmed by a Watson test.

If we consider now the result for all sites (last column, Table 2), the various models can be compared. The striking feature of the results is that progressively higher values of k are obtained for progressively more elaborate models. Thus model A is by far the least satisfactory (k = 14) model for unfolding the structure. This mean that the classic bedding correction must be applied with caution and only in relatively simple tectonic settings, certainly not in complexly folded areas like Cantabria. Better results are obtained with model B (k = 31) which takes into account bending about a vertical axis. This tends to confirm that the NRM is pretectonic and suggests that the bending is a late feature. Far better are the models which consider two folding episodes, F1 and F2. In particular, the best is model F (k = 64), which assumes that F2 is vertical.

Structural mapping and analysis independently suggest that models C to F are the most reasonable (see previous discussion). Models C and D imply both upward and lateral bending of F1 axes, whereas models E and F imply only lateral bending. Lateral bending about vertical axes is certainly prevalent in Cantabria [Julivert and Marcos, 1973], but upward bending also exists. The field evidence therefore favors models C and D, or something between these and the more extreme E and F. Although the unfolding of the paleomagnetism favors model F, the evidence is probably not sensitive enough to enable a firm choice to be made.

Direction of Earth's Field at Villasecino During the Lower Carboniferous

So far we have been using undemagnetized NRM data. The main goal, a comparison of different unfolding models, justifies this method. We can now use model F to correct magnetic directions for folding and check the efficiency of af and thermal cleaning. Model F eliminates most of between-site variation due to cross folding of the structure. Results are given in Table 3 for each site and all sites, for af cleaned samples and thermally cleaned samples. We draw attention to the following points:

1. For each site the Fisher parameter k is higher after cleaning than it is before; for example, for site 2B, k = 34 before (Table 2) and k = 116 after (Table 3). This shows the efficiency of cleaning; removal of secondary components results in improved clustering of directions for each of the six sites.

2. For the all-sites results (Table 3, last column) the site mean direction is almost the same after either af cleaning (D = 100.8, I = 14.4) or thermal cleaning (D = 102.9, I = 12.7). This confirms that there is a unique stable component direction in the NRM, as suggested by demagnetizing curves.

3. The inclination (14.1) obtained after cleaning for all six sites is, however, shallower than that (18.5°, Table 2, model F) obtained before cleaning.

4. The af cleaning (k = 81 for all sites) gives better precision than thermal cleaning (k = 32) on the mean direction.

Our results show that af cleaning not only reduces all-site scatter (k = 64 for NRM, Table 2, and k = 81, Table 3) but contributes greatly to reducing between-site scatter. On the basis we could use the 13 af cleaned directions to give the best estimate direction of magnetization of the rock before cross-folding. However, because the site mean direction is almost the same after af or thermal cleaning, there is no reason to ignore the second set of data, and we will estimate the mean direction of the earth's field in the lower Carboniferous at Villasecino using all 30 cleaned directions.

To obtain the overall mean direction after

TABLE 3. Demagnetized and Unfolded Data

Sites	af Demagnetization				Thermal Demagnetization				all Demagnetization			
	D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
2a	93.1	14.5			101.9	17.1			99.7	16.5	71.6	8.3
2b	94.0	4.3			95.6	-3.3			94.8	0.5	116.4	5.3
19	106.6	13.8			120.0	23.4			116.5	21.1	92.4	7.3
20	100.6	17.4			96.2	15.0			97.9	16.0	246	4.0
21	110.1	23.5			110.2	20.3			110.1	22.2	202	4.4
22	100.8	12.1			95.3	2.5			98.0	7.3	50.6	8.0
All	100.8	14.4	81	6.5	102.9	12.7	32	11	102.6	14.1	48.5	8.5

Fisher statistics for each site and all sites are given after unfolding using model F. All angular data are in degrees.

Population of all demagnetized samples: N = 30, D = 101.8, I = +13.1, α_{95} = 1.5, k_w = 94, k_b = 53 (all cleaned directions but taking account of between-site and within-site scatter in a two-tier analysis).

unfolding, we have been using site mean directions so far (see Tables 1 and 3, 'all sites'). The choice is sound if we look at site size (~10 m) compared with anticline size (~3 km). Alternatively, the magnetic direction of the formation can be estimated using the vector résultant of all samples (bottom rows of Table 2 and 3). The two mean directions obtained agree closely, and the difference results from problems of estimating the error in the mean direction. A two-tier analysis [see McElhinny, 1973] will take into account within-site variation and between-site variation; if we apply this to both populations (42 NRM directions, and 30 cleaned characteristic directions), we obtain the following results.

1. The mean direction for NRM is D = 101.5°, I = 18.5° with within-site Fisher precision parameter k_w = 36 and between-site k_b = 90. This leads to a mean direction given with precision α_{95} = 1.1°.

2. For the 30 cleaned directions the mean is D = 101.8°, I = 13.1°; within-site k_w = 94 and between-site k_B = 53. The mean direction is given with α_{95} = 1.5°.

3. By comparing the Fisher parameters for both populations we may conclude that the two mean directions obtained are significantly different.

We conclude that the mean direction D = 101.8° I = +13.1°, α_{95} = 1.5° obtained using the 30 cleaned directions of magnetization and unfolding with model F is the best estimate of the direction of the earth's magnetic field at Villasecino during the lower Carboniferous.

Tectonic Implications

It is useful to compare the result obtained in the last section with Carboniferous paleomagnetic data available for 'stable' Europe [Morel and Irving, 1978]. To do this we have to allow for the late Cretaceous rotation of Spain (through an angle which we will denote as RS). This rotation was first demonstrated by paleomagnetism [Van der Voo, 1967, 1969; Van den Berg, 1979] and later confirmed using marine magnetic anomalies [Le Borgne et al., 1971] and structural features [Le Pichon and Sibuet, 1971; Le Pichon et al., 1977]. If we choose Le Pichon's 'Paris' pole of rotation (50°N, 3.3°E), an anticlockwise rotation of RS = 23°, and San Emiliano as the reference site for the Villasecino area, we obtain new coordinates (45.8°N, 9.5°W) for San Emiliano before the Cretaceous and a new paleomagnetic direction for Villasecino, D = 122.0°, I = 13.1°. Alternatively, using the model of Carey [1958], we obtain D = 137°E, I = 13.1°. If we now take a value (38°N, 161°E) for the Carboniferous paleomagnetic pole for Europe [McElhinny, 1973], we can calculate the direction of the earth's field at San Emiliano at that time: it is D = 187°5 E, I = 11.4° or, alternatively, D = 7.5° E, I = -11.4° (magnetic reversal). The calculate inclination (11.4°) is very close to the value (13.1°) obtained from paleomagnetic samples after cleaning and unfolding.

In contrast, the calculated declination (187.5°) differs by 65° (Le Pichon's pole) or 50° (Carey's pole) from the value obtained after cleaning and unfolding. This suggests that the Villasecino area has undergone an additional rigid rotation, RV, clockwise or anticlockwise, about a vertical axis. If RV has been clockwise, the area must originally have been in northerly latitudes; if anticlokwise, in southerly latitudes (7° S). We prefer the second alternative for several reasons. First, red beds of Normandy and Brittany with paleomagnetism dated as Late Devonian to early Carboniferous give a paleolatitude of 8° S for this Armorican region [Jones et al., 1979]. Second, if RV is a local rotation affecting the Villasecino area but not necessarily the whole of Cantabria, the sense must be compatible with the resulting curvature of the Asturian arc: RV must have been anticlockwise. Third, this agrees with paleomagnetic results obtained recently by Ries et al. [1980].

Notice that an anticlockwise rotation RV of the southern part of the Asturian Arc, relative to the northern part, is compatible with all the models so far proposed for the secondary origin of the arc. Thus our paleomagnetic results do not discriminate between the model of an orocline by bending [Ries and Shackleton, 1976] and the model of indentation by a westerly moving microplate [Matte and Ribeiro, 1975]. Paleomagnetism does, however, suggest that the arc is partly secondary in origin.

Conclusions

From our paleomagnetic and structural work we draw the following conclusions concerning the history of the Villasecino area in particular and of Cantabria in general.

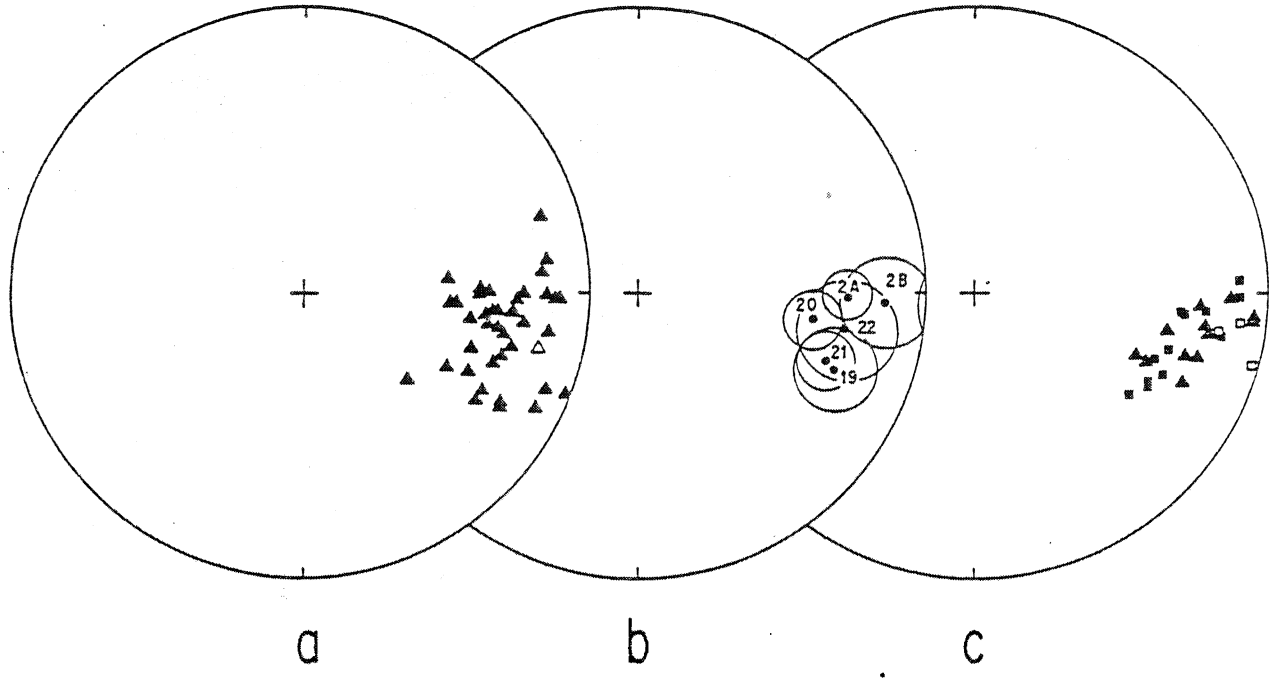


Fig. 6. Stereographic projection of unfolded magnetization (model F). (a) NRM directions (solid triangles = lower hemisphere; open triangle = upper hemisphere); (b) NRM directions (site means with circles of confidence). (c) Demagnetized directions (squares = thermal; triangles = alternating field; open symbols = upper hemisphere; solid symbols = lower hemisphere).

1. Magnetization components now observed in the Alba formation were formed after sedimentation (Viséan) and mainly before folding (Westphalian). The carrier mineral is probably fine-grained hematite.

2. Folding occured in two successive phases. Locally, the first phase was about a nearly horizontal east-west axis, the second about a nearly vertical axis. Folding of the Alba formation involved rigid rotations with little or no internal strain. Regionally, the second folds have axial surfaces radial to the Asturian Arc: they may have formed during tectonic closure of the arc.

3. The Villasecino area underwent an anticlockwise rotation (50° to 65°) about a vertical axis. This is tentatively correlated with formation or accentuation of the Asturian Arc by tectonic processes.

We believe our results emphasize the need for paleomagnetic sampling to be combined with careful structural mapping, especially in moderately complex orogenic areas such as Cantabria. Even more care would certainly be required in areas where the rocks have undergone intense penetrative strain as well as rigid rotations.

Acknowledgments. Initial results stem from a research project founded at Leeds University in 1974. Participants included A. Ries, R. M. Shackleton, A. Richardson, P. R. Cobbold, and V. Hossack. Financial support was provided by NERC (grant GR/3/2284). Mapping and sampling at Villasecino were undertaken by Cobbold and Richardson. The latter was tragically killed in a car accident during the field season in 1976. Work continued at Rennes as part of a new project (participants: N. Bonhommet, H. Perroud, P. Cobbold, Ph. Matte) funded by the CNRS (ATP Géodynamique INAG). We are grateful to J. J. Chauvel for providing X ray and microprobe analyses as well as for suggesting the use of sodium sulfite for chemical demagnetization. R. Van der Voo kindly provided critical comments on the original manuscript.

References

Carey, S. W., The orocline concept in geotectonics, Proc. R. Soc. Tasmania, 89, 255-288, 1955.

Carey, S. W., The tectonic approach to continental drift, in Continental Drift, edited by S. A. Carey, p. 177, University of Tasmania, Hobart, 1958.

Channel, J. E. T., Dual magnetic polarity measured in a single bed of Cretaceous pelagic limestone from Sicily, J. Geophys., 44, 613-622, 1978.

Choubert, B., Recherches sur la genèse des chaînes paléozoiques et antécambriennes, Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 8, 5-50, 1935.

de Sitter, L. U., Cross-folding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrénées, Geol. Mijnbouw, 22, 189-194, 1961.

Durney, D. W., and J. G. Ramsay, Incremental strains measured by syntectonic crystal growth, in Gravity and Tectonics, edited by K. A. de Jong and R. Scholten, pp. 67-96, Intersciences, New York, 1973.

Grubbs, K. L., and R. Van Der Voo, Structural deformation of the Idaho-Wyoming overthrust belt (U.S.A.), as determined by Triassic pa-

leomagnetism, Tectonophysics, 33, 321-336, 1976.
Heller, F., Rockmagnetic studies of upper Jurassic limestones from southern Germany, J. Geophys., 44, 525-543, 1978.
Henry, S. G., Chemical demagnetization: Methods, procedures and applications through vector analysis, Can. J. Earth Sci., 16, 1832-1841, 1979.
Jones, M., R. Van Der Voo, and N. Bonhommet, Late Devonian to early Carboniferous paleomagnetic poles from the Armorican Massif, France, Geophys. J. R. Astron. Soc., 58, 287-308, 1979.
Julivert, M., Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain, Am. J. Sci., 270, 1-29, 1971a.
Julivert, M., L'évolution structurale de l'arc asturien, in Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, vol. I, p. 2, Technip., Paris, 1971b.
Julivert, M., and A. Marcos, Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain), Am. J. Sci., 273, 353-375, 1973.
Kodama, K. P., and A. Cox, The effect of a constant volume deformation on the magnetization of an artificial sediment, Earth Planet. Sci. Lett., 38, 436-442, 1978.
Le Borgne, E., J. L. Le Mouel, and X. Le Pichon, Aeromagnetic survey of south-western Europe, Earth Planet. Sci. Lett., 12, 287-299, 1971.
Le Pichon, X., and J. C. Sibuet, Western extension of boundary between European and Iberian plates during the pyrenean orogeny, Earth. Planet. Sci. Lett., 12, 83-88, 1971.
Le Pichon, X., J. C. Sibuet, and J. Francheteau, The fit of the continents around the North Atlantic Ocean, Tectonophysics, 38, 169-209, 1977.
Lotze, F., Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, Geotelct. Forsch., 6, 78-92, 1945.
Matte, P., La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne), Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble, 44, 127 pp., 1968.
Matte, P., and A. Ribeiro, Forme et orientation de l'ellipsoide de déformation dans la virgation hercynienne de Galice: Relations avec le plissement et hypothèse sur la génèse de l'arc Ibéro-armoricain, C.R. Hebd. Seances Acad. Sci. Sér. D., 280, 2825-2828, 1975.
McElhinny, M. W., in Paleomagnetism and Plate Tectonics, Cambridge University Press, New York, 1973.
Morel, P., and E. Irving, Tentative paleocontinental maps for the early phanerozoic and proterozoic, J. Geol., 86, 535-561, 1978.
Ozima, M., Effects of a plastic deformation on a remanent magnetization of Cu-Co alloy, Earth Planet. Sci. Lett., 47, 121-123, 1980.
Ries, A. C., and R. M. Shackleton, Patterns of strain variation in arcuate fold belts, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 283, 281-288, 1976.
Ries, A. C., A. Richardson, and R. M. Shackleton, Rotation of the Iberian Arc: Paleomagnetic results from North Spain, Earth Planet. Sci. Lett., 50, 301-310, 1980.
Roy, J. L., and P. L. Lapointe, Multiphase magnetizations: Problems and implications, Phys. Earth Planet. Inter. 16(1), 20-37, 1978.
Schulz, G., Descripcion geological de la Provincia de Oviedo, in Gráficas Reunidas, Madrid, 138 pp., 1858.
Stacey, F. D., and S. K. Banerjee, in The Physical Principles of Rock Magnetism, Elsevier, New York, 1974.
Suess, E., Das antlitz der Erde, 3 vol. (vol. 3 in 2 parts), F. Tempsky, Wien, 1885.
Van Den Berg, J., Paleomagnetism and the changing configuration of the western Mediterranean area in the Mesozoic and early Cenozoic eras, Geol. Ultraiectina, 21, 1979.
Van Den Bosch, W. J., Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW) Spain, Leidse Geol. Meded., 44, 137-225, 1969.
Van Der Voo, R., The rotation of Spain: Paleomagnetic evidence from the Spanish Meseta. Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., 3, 393-416, 1967.
Van Der Voo, R., Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula, Tectonophysics, 7, 5-56, 1969.
Yariv, S., E. Mendelovici, R. Villalba, and M. Cohen, Transformation of goethite to maghaemite in CSI disks, Nature, 279, 519-520, 1979.
Zamarreno, I., Las litofacies carbonatadas del Cambrico de la Zona Cantabrica (N.W. Espana) y su distribucion paleogeografica, Trab. Geol. Fac. Ciencias Univ. Oviedo (Spain), 5, 118 pp. 1972
Zijderveld, J. D. A., Demagnetization of rocks: Analysis of results, in Methods in Paleomagnetism, edited by D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn, pp. 254-286, Elsevier, New York, 1967.

(Received February 7, 1980;
revised June 23, 1980;
accepted July 17, 1980.)

Appendice 5

Bull. Soc. géol. France. 1984, (7), t. XXVI, n° 1, p. 169-184.

L'aimantation rémanente comme marqueur de la déformation : exemple d'un pli à axe incliné dans les séries rouges siluro-dévoniennes à Cabrillanes, Asturies (Espagne)

par HERVÉ PERROUD * et PETER COBBOLD **

Mots clés. — Aimantation, Couche rouge, Silurien, Dévonien, Microplaque, Orogénie hercynienne, Paléomagnétisme, Asturies.

Résumé. — L'étude paléomagnétique des séries rouges siluro-dévoniennes de la formation de San Pedro, à Cabrillanes, Asturies, Espagne, a conduit à la reconnaissance d'une aimantation antétectonique stable à haute température, déterminée soit par moyenne fisherienne des composantes caractéristiques, soit par intersection de cercles de réaimantation. Parallèlement, l'étude structurale de la région étudiée montre qu'il s'agit de la charnière d'un pli à axe incliné, décomposable en zones où le pli peut être considéré comme cylindrique. Des modèles simples de déplissement tenant compte des éléments structuraux mesurés sur le terrain ont été testés et aucun ne donne satisfaction. Cependant, en autorisant les paramètres structuraux à varier dans un domaine voisin des valeurs mesurées, on arrive à optimiser la qualité statistique des déterminations de la direction paléomagnétique globale. On met en évidence alors l'importance probable d'une phase de rotation autour d'un axe vertical et une utilisation possible du vecteur aimantation comme marqueur de la déformation. La direction paléomagnétique finale ($D = 109°$, $I = +34°$, $\alpha_{95} = 9°$) est comparable, après corrections pour l'ouverture du golfe de Gascogne et la fermeture tectonique de l'arc Ibéro-Armoricain, aux données contemporaines relatives à l'Europe. Le pôle obtenu après ces corrections (Lat. = 22° S, Long. = 319° E) est en effet typiquement européen, ce qui suggère que la microplaque Armorica avait au début du Dévonien déjà rejoint le supercontinent Amérique du Nord-Baltique.

Remanent magnetization as a deformation marker : Example of a plunging fold in Siluro-Devonian redbeds at Cabrillanes, Asturias, Spain

Abstract. — Paleomagnetic study of Siluro-Devonian redbeds (San Pedro Formation) at Cabrillanes, Asturias, Spain, reveals a high-temperature pre-tectonic magnetization, determined either by a Fisherian mean of characteristic components, or by intersection of remagnetization circles. On the other hand, a detailed structural study of the sampling area shows that it covers the hinge of a plunging fold : locally, within subareas, the fold is roughly cylindrical. Simple unfolding models, which take into account the measured structural parameters, have been tested, but none gives satisfaction. However, by letting these parameters vary about their measured values, it is possible to optimize the statistical significance of the mean palaeomagnetic direction. We thus get an indication of the probable existence of a vertical axis rotation phase. The magnetization vector may be used here as deformation marker. The final palaeomagnetic direction ($D = 109°$, $I = +34°$, $\alpha_{95} = 9°$) can be compared, after corrections for the opening of the Bay of Biscay and for the tectonic closure of the Ibero Armorican arc, with contemporaneous European data. The derived palaeomagnetic pole (Lat. = 22° S, Long. = 319° E) falls close to other European ones, suggesting that the microplate Armorica had already joined the Laurasia assembly at the beginning of the Devonian.

INTRODUCTION.

Dans le cadre de la tectonique des plaques, l'étude de l'aimantation rémanente des roches a permis d'élaborer des modèles visant à restituer l'évolution géodynamique des principaux continents à la surface du globe, en précisant les mouvements en latitude et les rotations des différents éléments. Jusqu'à ces dernières années, cette étude paléomagnétique se faisait surtout sur des roches de plate-forme, n'ayant pas subi d'événements tectoniques, ou bien sur des formations ayant subi une déformation, mais limitée à un simple basculement, d'amplitude mesurable directement sur le terrain par le pendage des couches. On s'est récemment aperçu que pour préciser ces modèles géodynamiques, il s'avérait nécessaire d'étendre les zones d'études à des formations situées au cœur d'orogènes ayant subi déformations et métamorphismes. L'utilité de telles études a été amplement démontrée [voir par exemple Van der Voo et Channell, 1980] mais d'autre part, on a rencontré alors un certain nombre de problèmes nouveaux, qui sont loin d'être résolus. La validité des résultats paléomagnétiques obtenus dans ce type de travaux, doit être en effet confirmée par des études théoriques ou expérimentales des modifications que les événements subis par la roche ont pu apporter aux directions d'aimantation. De telles études ont apporté de nombreux éléments de réponse en ce qui concerne l'aspect métamorphisme et réaimantation, mais le problème peut-être le plus épineux et également le plus négligé jusqu'ici est celui de la déformation des roches, qui peut perturber

* CAESS, Lab. de géophysique interne, Institut de géologie, Univ. de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex.

** CAESS, Lab. de géologie structurale et dynamique de la lithosphère, Inst. de géologie, Univ. de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex.

Note déposée le 1er février 1983, présentée à la séance du 21 février 1983 ; manuscrit définitif reçu le 14 octobre 1983.

la direction d'aimantation par le jeu de diverses rotations au cours du plissement mais également par des modifications de la structure interne de la roche lorsque l'intensité de la déformation croît. Nous nous intéresserons ici à l'aspect rotation rigide liée au plissement et nous nous sommes donc posés la question suivante : ayant obtenu par une étude paléomagnétique la direction d'aimantation primaire d'une roche dans sa position actuelle *(in situ)*, et disposant d'une étude structurale détaillée du secteur de prélèvement, comment restituer la direction magnétique anté-plissement ? La correction de pendage classique [Graham, 1949] utilisée généralement en paléomagnétisme, qui restitue correctement l'inclinaison du vecteur aimantation s'il n'y a pas eu de déformation interne, est insuffisante pour restaurer complètement la direction d'aimantation dès que la déformation se complique un tant soit peu et laisse donc subsister une erreur sur la déclinaison. Pour élaborer une procédure plus satisfaisante, il nous a semblé utile de tester quelques modèles simples sur des exemples naturels de roches aimantées et déformées. Un premier travail de ce genre [Bonhommet et coll., 1981] sur un dôme anticlinal a permis d'éliminer en grande partie les écarts en déclinaison entre les différents sites grâce à des modèles prenant en sens inverse les rotations des phases successives de plissement. L'étude de formations paléozoïques de la branche nord de l'arc asturien [Perroud, 1982] a conduit à proposer une nouvelle correction dite de « direction » pour éliminer les effets d'une phase structurale tardive. Nous nous proposons d'effectuer des tests similaires dans d'autres situations et nous avons donc choisi d'étudier ici une charnière de pli à axe incliné, due à la superposition de deux phases de plissement. Les roches

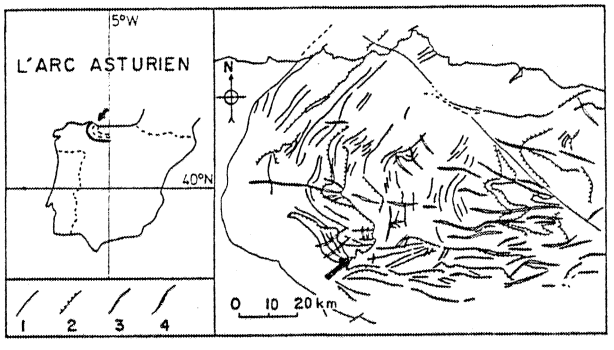


FIG. 1. — Localisation géographique et schéma structural de l'arc asturien, montrant les failles principales (1), les chevauchements (2), les axes de pli tangentiels 3), et les axes de plis radiaux (4) reprenant les précédents. La flèche indique la position de la localité de Cabrillanes.

FIG. 1. — *Geographic location and structural schema of the asturian arc, showing the main faults* (1), *thrust faults* (2), *tangential fold axes* (3), *and radial fold axes* (4). *The arrow indicates Cabrillanes locality.*

échantillonnées et étudiées ici sont d'âge silurodévonien, et proviennent de la branche sud de l'arc asturien (fig. 1), au Nord de l'Espagne.

Le but principal de cette étude sera donc de tester les modèles de déplissement. Par ailleurs, les séries étudiées se rapportent à la zone tectonique de la microplaque Armorica [Van der Voo, 1979], dont l'évolution géodynamique au cours du Paléozoïque reste partiellement inconnue. Aussi, lorsque nous aurons restitué la direction d'aimantation originelle de ces échantillons, pourrons-nous l'incorporer dans le contexte géodynamique de l'orogenèse hercynienne en Europe occidentale et en tirer les conséquences pour l'évolution de la microplaque Armorica au Paléozoïque.

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE. ÉCHANTILLONNAGE. MÉTHODES.

1) *Contexte tectonique.* L'arc asturien constitue la zone interne de l'arc ibéro-armoricain, mégastructure géologique qui connecte les segments hercyniens du Massif Armoricain et de la Meseta Ibérique à travers le golfe de Gascogne [Cogné, 1971 ; Bard et coll., 1971 ; Matte, 1974]. Les premiers résultats paléomagnétiques [Ries et coll., 1980 ; Perroud et Bonhommet, 1981] ont montré la nature partiellement tectonique de l'arc, confirmant le résultat des études structurales [Julivert, 1971] qui ont permis de mettre en évidence deux phases de plissement (fig. 1) : la première, tangentielle à l'arc, a formé les plis principaux, qui ont été repris par une seconde phase radiale par rapport à l'arc, associée à la fermeture tectonique. Le contexte structural résultant est particulièrement favorable au type d'études envisagées, puisque des interférences dues à la superposition des phases sont présentes à l'affleurement. C'est le cas en particulier de la charnière de pli à axe incliné qui affleure près de Cabrillanes dans la région Luna-Sil, branche sud de l'arc asturien. Le pli est exprimé ici entre autres dans les séries rouges siluro-dévoniennes de la formation de San Pedro qu'on retrouve à l'affleurement tout le long de l'arc et qui se prêtent bien à l'étude paléomagnétique.

2) *Description géologique locale.* La région Luna-Sil a été étudiée d'un point de vue stratigraphique et structural par Van den Bosch [1969], qui a publié une carte géologique au 1/50 000. Une série de sédiments, presque non métamorphisés, est affectée de plis à surfaces axiales presque verticales et de direction variant de Nord-Sud dans la partie ouest de la région, jusqu'à Est-Ouest dans la partie est. Ce sont les plis tangentiels à l'arc asturien. Leurs axes sont en moyenne horizontaux, mais peuvent présenter localement de fortes inclinaisons, comme

c'est le cas du pli de Cabrillanes (fig. 2), objet de la présente étude. Dans la région Luna-Sil il existe aussi des plis radiaux à l'arc asturien, mais ceux-ci ne se manifestent pas directement près de Cabrillanes.

du pli (réalisée par P. R. Cobbold en 1974 sur base photo-aérienne mais non publiée) permet de déterminer l'orientation de l'axe du pli (fig. 2). Si on suppose que le pli est grossièrement cylindrique par

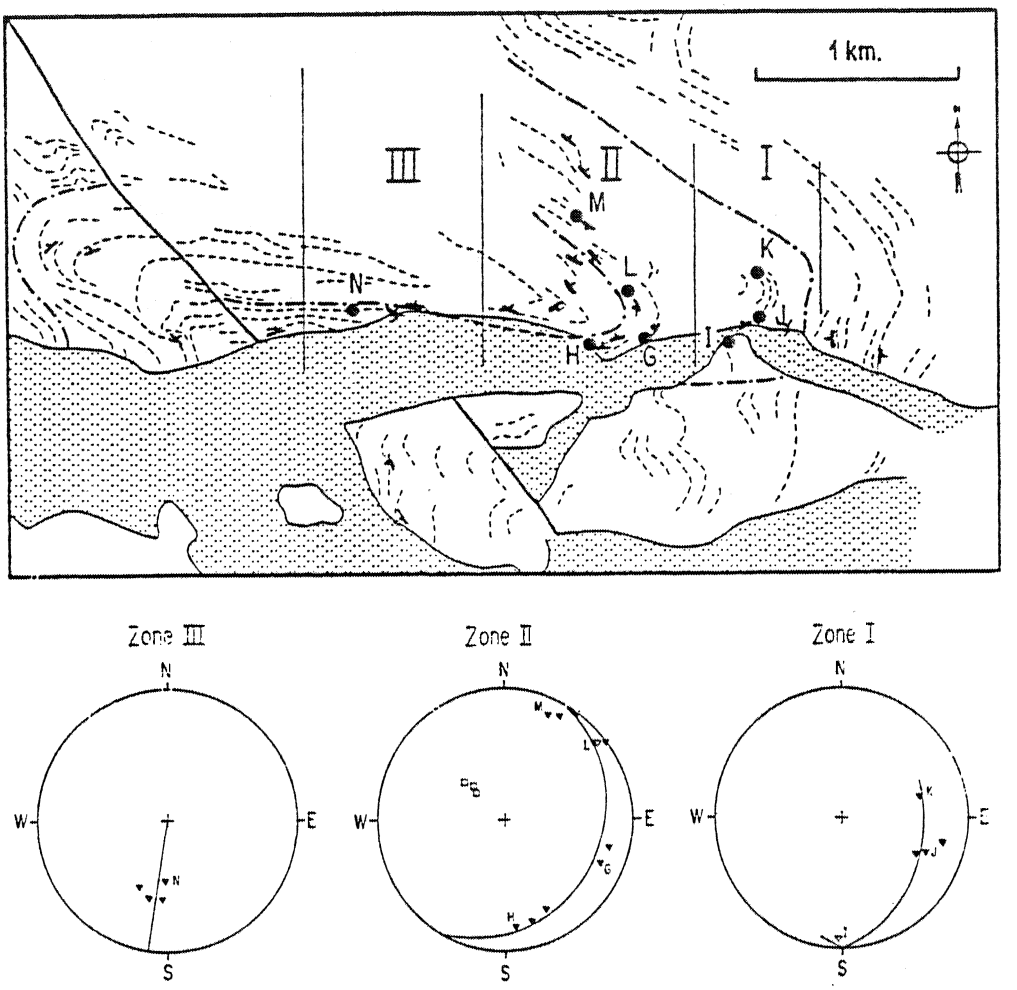


FIG. 2. — En haut, carte structurale et d'affleurement du pli étudié, faisant apparaître les traces de la stratification (tireté fin), les mesures du plan de stratification et les sites de prélèvement. La formation de San Pedro se situe entre les lignes tiretées épaisses. Les parties pointillées représentent un recouvrement par des alluvions. Le pli est découpé en trois zones et pour chacune d'elles est représentée en bas en projection stéréographique la répartition des pôles du plan de stratification (triangles), ainsi que les directions d'axes de micropolis (carrés) pour la zone II.

FIG. 2. — *Above structural and outcrop map of the studied fold, showing bedding traces (fine dashed lines), bedding plane measurements and sampling sites. The San Pedro Formation is located between the thick dashed lines. Dotted areas represent alluvion coating. The fold has been divided into three zones and a stereographic projection of the bedding plane poles (triangles) is shown for each zone at the bottom. For zone II, microfold axes (squares) are also plotted.*

3) *Structure du pli.* Le pli de Cabrillanes s'exprime dans des sédiments d'âge ordovicien jusqu'à dévonien, parmi lesquels se trouve la formation de San Pedro, constituée de trois membres, tous les trois présentant des bancs quartzitiques (épaisseur 5-50 cm) à forte teneur en hématite (10-67 %). L'étude structurale locale de la zone où affleure la charnière

morceaux, on arrive à le découper en trois zones où les pôles du plan de stratification sont plus ou moins bien répartis sur des arcs de grands cercles en projection stéréographique. L'axe de pli global pour chaque zone est alors perpendiculaire au plan correspondant. Dans la zone II, ce plan, déterminé par un programme d'ajustement de grands cercles

[Halls, 1976], est effectivement perpendiculaire à des axes de microplis observés sur le terrain. Ainsi, pour chaque zone, un axe de pli moyen a été obtenu ; les orientations de ces axes sont indiquées dans le tableau I.

ZONE	SITE	AXE MATÉRIEL plongt	direction	STRATIFICATION direction	pendage
	I			272°	83°S
I	J	55°	270°	203°	60°NW
	K			165°	55°W
	G			202°	72°NW
II	H	65°	300°	265°	71°N
	L			141°	84°NE
	M			113°	77°S
III	N	00°	280°	272°	38°N

TABL. 1. — Orientation locale finale, à la sui e du pli:sement 2, déduite de l'analyse structurale de terrain.

TABLE I. — *Present orientation of structural parameters from the field analysis.*

4) *Échantillonnage.* Les huit sites de prélèvement (56 échantillons) sont répartis le long de la trace cartographique de la surface axiale du pli dans les trois zones précitées. Il s'agit de carottes forées sur le terrain à l'aide d'une foreuse portable et orientées à la boussole et au soleil. Un ou deux spécimens standards ont été sciés au laboratoire dans chaque carotte. Outre les mesures structurales sur l'ensemble de la structure, le plan de stratification a été mesuré pour chaque échantillon et un plan de stratification moyen a été calculé pour chaque site à l'aide de ces mesures (tabl. I). L'étendue des sites a été choisie de telle sorte que les paramètres structuraux soient homogènes à l'intérieur de chaque site (moins de 10 m).

5) *Description des échantillons.* En lame mince, les bancs sont composés principalement de grains de quartz détritiques bien arrondis, souvent recouverts d'hématite (structure en ooïde). Le ciment d'origine (quartz) est souvent remplacé par de l'hématite. Les ooïdes d'hématite se forment exclusivement dans un environnement sous-marin de haute énergie et l'hématite y est donc d'origine primaire. Par contre, l'hématite du ciment est secondaire, c'est-à-dire tardive par rapport au dépôt du sédiment. A l'examen de l'échantillon macroscopique comme en lame mince, il n'apparaît aucune évidence de déformation interne (« strain ») des bancs. Par contre, la présence de stries entre les bancs démontre que toute déformation interne de la série s'est accomplie au moins en grande partie par glissement banc sur banc

6) *Méthodes d'étude* Les échantillons ont été soumis en premier lieu à un test de viscosité magnétique en laboratoire, selon la méthode Thellier [Thellier et Thellier, 1959]. Les mesures d'aimantation rémanente ont été réalisées à l'aide d'un magnétomètre de type « spinner » Schonstedt commandé par un mini-ordinateur PDP 11-05. Le seuil de fiabilité de l'appareillage est de $10^{-4}Am^{-1}$. Des désaimantations thermiques ont été effectuées avec le four non magnétique Schonstedt TSD-1. Les échantillons ont été refroidis dans un champ résiduel inférieur à 10 nT. Les désaimantations par champs alternatifs ont été réalisées avec l'appareil Schonstedt GSD-1. Pour les désaimantations chimiques, la procédure utilisée est celle de Park (HCl, 8 à 10 N) [1970]. Les directions caractéristiques ont été déterminées soit par l'interprétation graphique des courbes de désaimantations en diagrammes de Zijderveld [1967], soit par convergence de cercles de réaimantations [Halls, 1976].

RÉSULTATS PALÉOMAGNÉTIQUES.

1) *Aimantation rémanente naturelle - Viscosité.* L'intensité moyenne de l'aimantation des échantillons est de $3\ 10^{-2}Am^{-1}$, donc bien supérieure au seuil de fiabilité de l'appareillage. Les coefficients de viscosité pour un temps d'exposition au champ du laboratoire de huit jours sont dans la quasi totalité des cas inférieurs à 5 %. Les directions d'aimantation de l'ARN sont bien groupées dans chaque site ($3° < \alpha_{95} < 12°$, site M excepté) (tabl. II) et les directions *in situ* (fig. 3) sont toujours très différentes de la direction du champ récent (D = 0°, I = 65°). On a donc bien affaire à une aimantation ancienne stable. Il est d'ores et déjà possible d'en vérifier le caractère antétectonique puisque les directions moyennes des huit sites passent un test de plissement pour un niveau de confiance de 95 % (voir tabl. II et fig. 3). En effet, la valeur du paramètre de précision de Fisher [1953] k augmente de 8,25 à 28,35. La direction moyenne pour l'ensemble de la formation après correction de pendage est D = 114°, I = + 34°.

2) *Désaimantations.* Des désaimantations progressives thermiques, chimiques et par champs alternatifs ont été entreprises sur l'ensemble des échantillons. Chaque échantillon a donc subi une désaimantation thermique, chimique ou par champs alternatifs, ou même deux traitements différents quand des spécimens doubles étaient disponibles (ce qui est le cas

Site	N	ARN D	ARN I	ARN D	ARN I	k	α_{95}	Après Désaimantation D	Après Désaimantation I	Après Désaimantation D	Après Désaimantation I	k	α_{95}	Pôle du plan de réaimantation D	Pôle du plan de réaimantation I	Pôle du plan de réaimantation D	Pôle du plan de réaimantation I	Q
		In Situ		Corr.pend.				In Situ		Corr.pend.				In Situ		Corr.pend.		
G	7	116	-26	117	+45	125	5	120	-31	121	+40	122	5	141	+57	270	+45	$0.54\ 10^{-4}$
H	7	125	- 8	109	+34	26	12	132	- 9	115	+39	102	6	197	+70	-14	+37	$0.11\ 10^{-5}$
I	8	147	-27	128	+51	82	6	147	-32	134	+49	60	7	194	+48	- 8	+34	$0.95\ 10^{-3}$
J	7	132	-32	131	+25	113	6	132	-33	130	+24	148	5					
K	6	109	-27	107	+20	380	3	107	-28	105	+20	489	3	11	-11	10	+14	$0.18\ 10^{-4}$
L	6	101	-33	104	+36	55	11	102	-34	103	+35	41	12					
M	7	80	+18	126	+35	12	20	77	- 2	101	+34	41	10	-13	+ 8	-62	+54	$0.80\ 10^{-2}$
N	8	109	+16	95	+23	51	8	113	+15	99	+25	62	7	210	+27	233	+57	$0.80\ 10^{-3}$
Moyenne		115	-16	114	+34			116	-21	113	+34			95	+ 1	107	+34	
k =		8.25		28.35				8.99		30.21			Q =	$0.31\ 10^{-1}$		$0.67\ 10^{-3}$		

TABL. II. — Résultats de l'analyse paléomagnétique site par site.

TABLE II. — *Mean-site paleomagnetic results.*

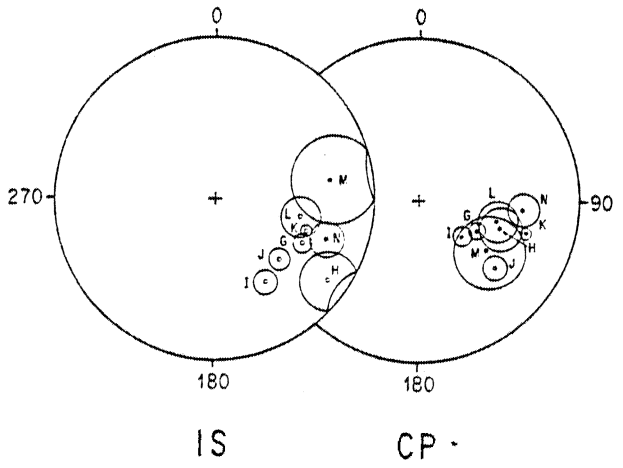


FIG. 3. — Directions moyennes par site de l'aimantation rémanente naturelle avant (IS) et après (CP) correction de pendage, avec leurs cercles de confiance. Projection stéréographique. Les points pleins (resp. vides) indiquent des directions vers le bas (resp. vers le haut).

FIG. 3. — *Natural Remanent Magnetization mean-site directions before* (IS) *and after* (CP) *tilt correction, with circles of confidence (stereographic projection). Full (open) dots are for downwards (upwards) directions.*

général). Par champs alternatifs, on n'observe pour aucun des 13 spécimens traités d'évolution notable de l'aimantation, ni en direction, ni en intensité, pour des champs allant jusqu'à 100 mT (maximum disponible avec notre appareillage). Nous avons donc concentré nos mesures sur les deux autres types de désaimantation (46 échantillons en thermique, 30 en chimique). L'interprétation conjointe des deux types de résultats a conduit à reconnaître trois types de comportements entre lesquels se répartissent les sites de prélèvement :

— *Comportement mono-composante :* c'est le cas des sites G, H, I et K. Une seule composante est visible sur les diagrammes de Zijderveld où les points successifs s'alignent vers l'origine (fig. 4). Cette composante est détruite thermiquement pour des températures allant de 200° à 680° et chimiquement pour des temps de réaction allant de 10 à 1 000 heures. Cependant, les courbes de désaimantation chimique laissent apparaître des oscillations sur la projection dans le plan vertical en diagramme de Zijderveld (fig. 4 b). Elles représentent un effet de viscosité qui découle de la procédure utilisée. Comme on ne disposait pas d'un espace en champ nul pour stocker les échantillons au cours du traitement, ils ont été systématiquement retournés d'une étape à l'autre, de manière à contrôler cet effet de traînage magnétique. Le champ du laboratoire étant presque vertical, ces oscillations sont visibles surtout sur la composante verticale. Pour interpréter les courbes résultantes, il suffit alors d'ajuster au mieux une droite sur la suite de points obtenus. Les directions issues de l'exploitation de ces mesures sont bien groupées à l'intérieur de chaque site ($k > 100$), qu'elles proviennent d'une procédure chimique ou thermique.

— *Comportement deux composantes séparées :* (sites L, M, N). Les courbes de désaimantation thermique

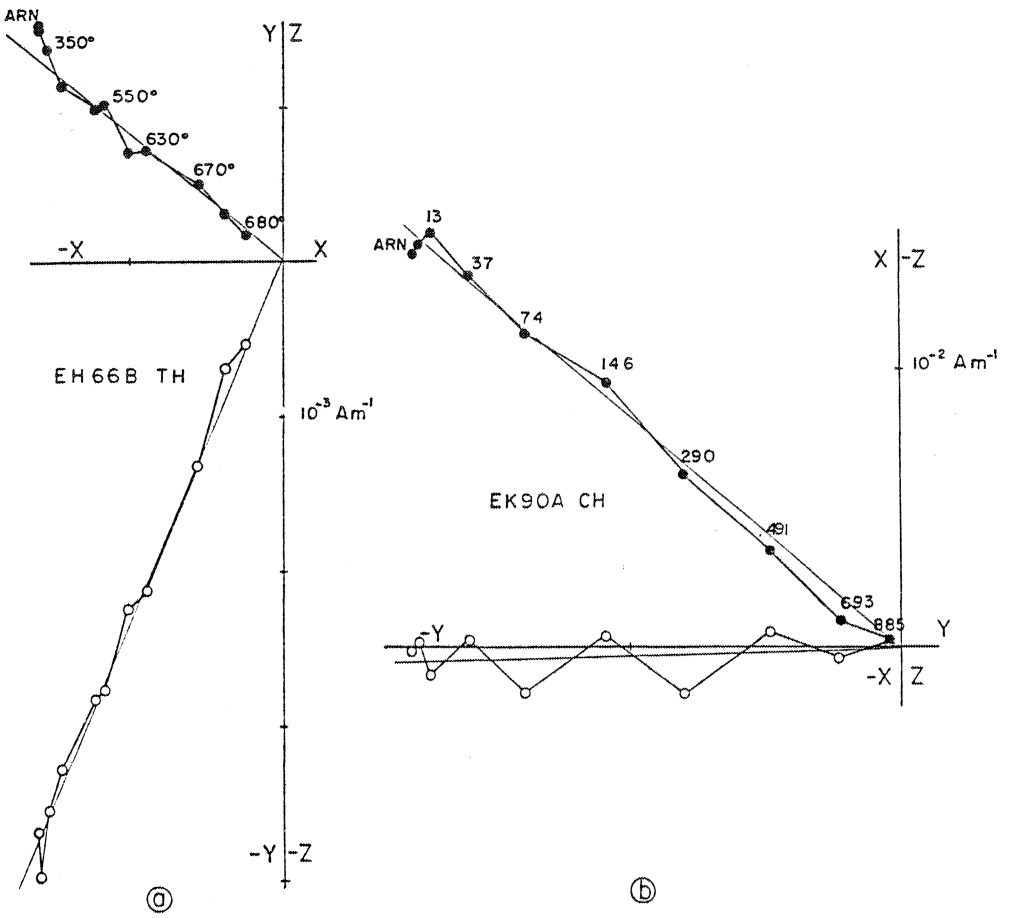


FIG. 4. — Courbes de désaimantation thermique (a) et chimique (b) en diagramme de Zijderveld, montrant le comportement monocomposante. Les points pleins (resp. vides) représentent la projection dans le plan horizontal (resp. vertical). Les traits fins représentent l'interprétation qui a été faite de ces courbes. Les données sont ici dans un repère lié à l'échantillon.

FIG. 4. — *Thermal* (a) *and chemical* (b) *Zijderveld demagnetization diagrams for the one-component behaviour. Full (open) dots are for the projection onto the horizontal (vertical) plane. Thin lines are the interpretation. Data are presented here in a sample reference frame.*

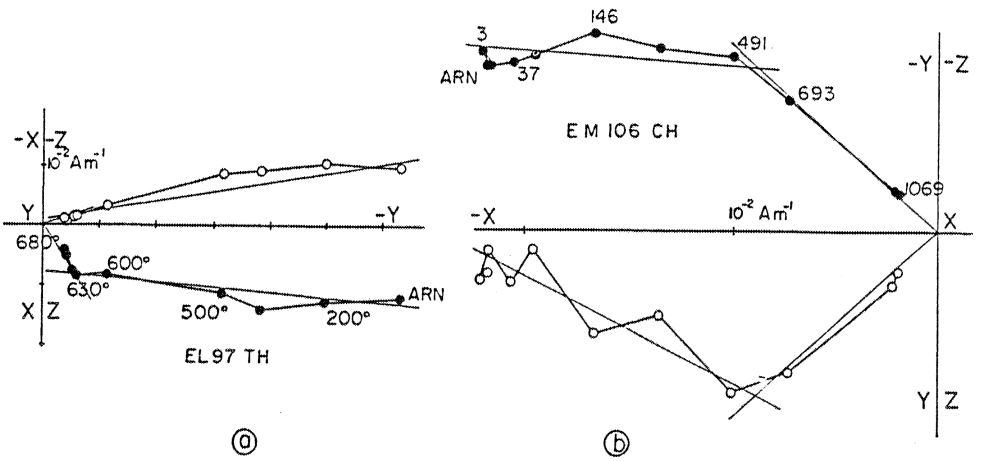


FIG. 5. — Courbes de désaimantation thermique (a) et chimique (b) montrant le comportement des deux composantes séparées. Mêmes conventions que figure 4.

FIG. 5. — *Thermal* (a) *and chemical* (b) *demagnetization curves for the two-separated components behaviour. Same convention as figure 4.*

(fig. 5 a) permettent d'isoler une composante pour des températures < 630°. Au-delà, une composante haute température est mise en évidence par une convergence des courbes de désaimantations vers l'origine sur l'ensemble des trois sites. La direction de la composante basse température peut être très différente (site L) ou très proche (site N) de celle de la composante haute température mais présente peu de cohérence d'un site à l'autre. La composante haute température par contre est bien groupée dans chaque site. On la retrouve sur les courbes de désaimantation chimique (fig. 5 b) mais elle est cette fois éliminée en premier et pour des temps de réaction < 500 ou 800 heures selon le site. La composante résiduelle peut être alors rapprochée de la composante basse température du même échantillon quand les deux procédures ont pu être réalisées sur des spécimens doubles. L'analyse paléomagnétique permet donc de mettre en évidence sur ces sites l'existence d'une direction stable à haute température, bien groupée dans chaque site ($k \simeq 50$), vraisemblablement portée par le pigment hématitique de la roche (la coloration des échantillons disparaît au cours de l'action chimique). Une aimantation parasite est également présente, éliminée préférentiellement par la méthode thermique.

— *Comportement deux composantes non séparées :* (site J). Pour ce seul site, il apparaît sur les courbes de désaimantations aussi bien thermiques que chimiques (fig. 6) un alignement unique des points représentant les étapes successives du traitement mais cet alignement ne passe pas par l'origine. Ainsi, une seule composante est visible directement (que nous appellerons dans la suite composante apparente) mais il est nécessaire d'invoquer l'existence de deux composantes distinctes pour expliquer ce décalage par rapport à l'origine. Elles définissent alors un plan dans lequel les vecteurs aimantations résiduels successifs au cours de la désaimantation sont tous astreints à appartenir. Ce plan est appelé plan de réaimantation et on le détermine numériquement à l'aide du tenseur d'orientation construit avec les positions successives du vecteur aimantation

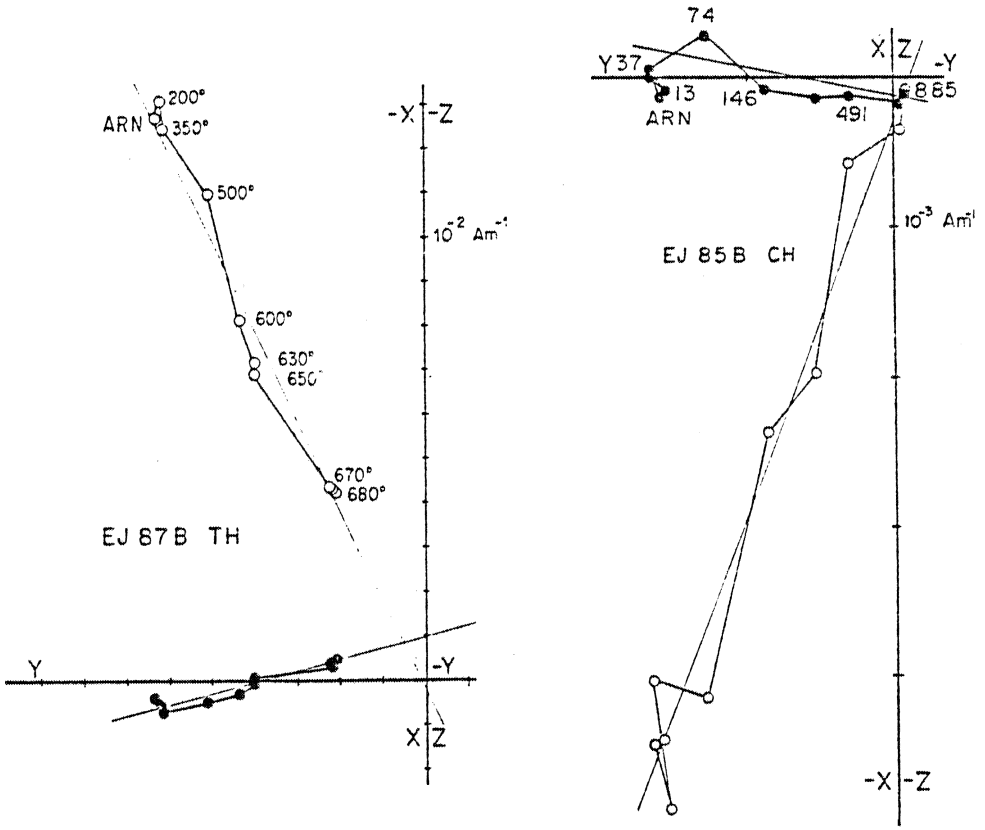


FIG. 6. — Courbes de désaimantation thermique et chimique pour le site J, montrant le comportement deux composantes non séparées. Mêmes conventions que figure 4.

TIG. 6. — *Site J thermal and chemical demagnetization curves, showing the two not separated components behaviour. Same convention as figure 4.*

rémanente. Les valeurs propres de ce tenseur permettent de définir un facteur de qualité Q [Halls, 1978], variant de 0 à 1, indiquant comment les données sont dispersées autour du plan moyen (Q = 0 indique un plan parfait, Q = 1 une distribution sphérique). Pour le site J, quatre de ces plans ont pu être déterminés avec une bonne précision et on constate (fig. 7) que ces plans sont

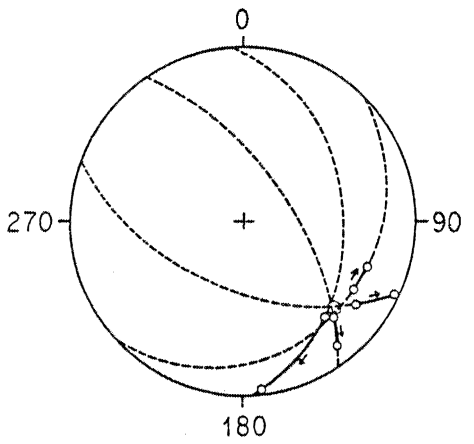


FIG. 7. — Convergence des plans de réaimantation pour le site J. Proj. stéréo. Les traits pleins correspondent au trajet effectivement suivi au cours du traitement.

FIG. 7. — *Convergence of remagnetization planes from site J. Stereo. Projection. The actual demagnetization paths are indicated by the continuous lines.*

concourants. La direction d'intersection est celle de la composante commune à ces différents échantillons et elle est donc considérée comme la direction caractéristique du site. La direction obtenue ainsi est strictement identique à la direction moyenne calculée par statistique de Fisher à partir des directions des composantes apparentes (telles que définies précédemment). Ceci suggère que l'aimantation rémanente naturelle au site J est due à la superposition d'une composante principale ancienne, stable et de direction homogène dans le site, et d'un petit parasite de direction aléatoire. Les deux aimantations sont vraisemblablement portées par une même phase magnétique et présentent donc les mêmes spectres de température et de solubilité.

3) *Résultats.* L'analyse paléomagnétique précédente a permis de déterminer pour chaque site une direction caractéristique moyenne avec son cercle de confiance. Elle correspond à l'aimantation la plus résistante thermiquement. Pour le site J, la direction moyenne des composantes apparentes est identique à celle obtenue par intersection des plans de réaimantation, et a donc été conservée avec son cercle de confiance pour la discussion suivante.

On constate ici encore que ces huit directions présentent un test de plissement positif (*cf.* tabl. II) puisque k croît de 8,99 avant correction de pendage à 30,21 après, ce qui est significatif pour un niveau de confiance de 95 %. La direction paléomagnétique globale est alors D = 113°, I = + 34°, α_{95} = 10° après correction de pendage. Ceci correspond à un résultat paléomagnétique tout à fait satisfaisant d'un point de vue des critères standards internationaux et permettrait si on arrêtait l'analyse à ce niveau, de définir une direction d'aimantation antétectonique pour cette formation avec une assez bonne précision. Nous reviendrons plus loin sur les implications géodynamiques que l'on peut déduire de ce nouveau résultat. Cependant, si on considère l'aspect de la répartition de ces huit directions moyennes en pro-

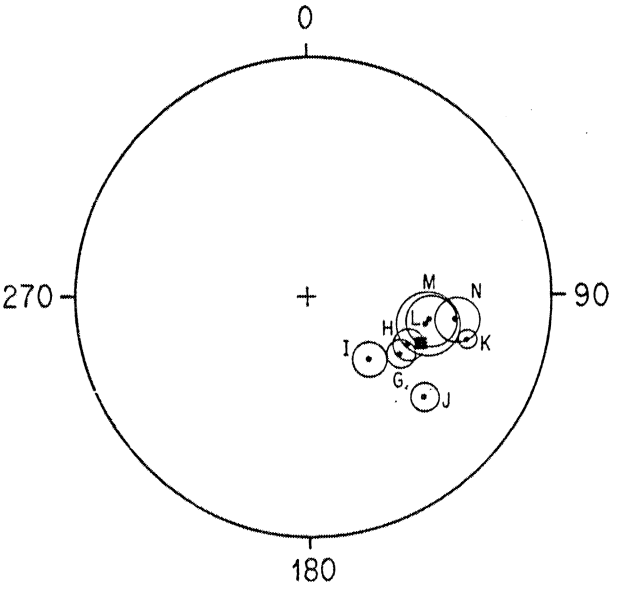


FIG. 8. — Directions moyennes par sites avec leur cercles de confiance à l'issue de l'analyse paléomagnétique. Les données sont représentées ici après correction de pendage. Le carré noir indique la direction moyenne globale. Proj. stéréo.

FIG. 8. — *Cleaned mean-site directions, after tilt correction. The square indicates the global formation mean. Stereo. projection.*

jection stéréographique (fig. 8), on est amené à faire quelques remarques :

— Le site J est à l'écart de la répartition des autres sites alors que la moyenne y a été déterminée de deux façons et semble donc avoir été correctement restituée. Il est loisible d'imaginer que cet écart (en déclinaison) puisse provenir d'un effet dû à la déformation de la roche. Ceci suggère donc la nécessité d'utiliser des modèles de déplissement plus élaborés que la simple correction de pendage, tenant compte des éléments structuraux.

— Les trois sites provenant de la partie nord du pli (K, L, M) ont tous une déclinaison comprise entre 101° et 105° alors que quatre des cinq sites provenant de la partie sud ont une déclinaison comprise entre 115° et 134°. Seules des explications d'ordre structural peuvent rendre compte d'une telle répartition. Ceci suggère de nouveau que la correction de pendage introduit une erreur de déclinaison systématique dans le cas de notre pli à axe incliné. Quant au dernier site (N), il provient de la zone III où l'axe du pli est horizontal et ne devrait donc pas présenter d'erreur de déclinaison liée au déplissement.

— On observe une dispersion en inclinaison non négligeable (I varie de 20° à 49°, *cf.* tabl. II) entre les sites après correction de pendage. Cette dispersion ne pouvant être imputée à des problèmes de déformation (il n'y a aucune évidence de déformation interne de la roche), nous nous sommes intéressés de plus près à la répartition des directions caractéristiques à l'intérieur de chaque site. Il est apparu que pour six des huit sites (sites J et L exceptés), ces directions étaient plus ou moins bien réparties le long d'arcs de grands cercles (fig. 9). L'ajustement

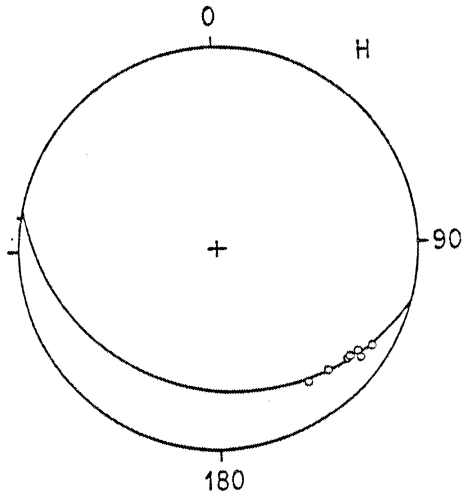


FIG. 9. — Répartition le long d'un segment de grand cercle des directions nettoyées du site H *(in situ)*. Proj. stéréo. Même conventions que figure 3.

FIG. 9. — *Great circle distribution of the cleaned magnetic directions from site* H, *before tilt correction. Same convention as figure 3.*

de ces grands cercles a été réalisé par la même méthode numérique que celle utilisée précédemment et les pôles des plans correspondants ainsi que leurs facteurs de qualité Q sont donnés dans le tableau II. La figure 10 montre ces cercles avant et après correction de pendage et on observe une nette tendance à la convergence après correction de pendage, vers une direction statistiquement équivalente à la moyenne fisherienne des huit sites obtenue précédemment. Des deux sites où l'on n'observe pas de grand cercle, seul le site J est encore à l'écart (fig. 10).

On est donc conduit à proposer deux interprétations pour l'origine des directions paléomagnétiques mises en évidence, qui bien qu'impliquant des moyens d'analyse différents conduiront à des résultats tout à fait similaires :

1) Soit que l'analyse paléomagnétique ait été efficace et que les directions moyennes obtenues soient réellement des directions de champ ancien, déterminées avec une précision suffisante. La répartition en grand cercle des données dans certains sites pourrait provenir de problème d'échantillonnage ou simplement d'une répartition non fisherienne. La dispersion résiduelle serait alors liée à des facteurs naturels comme la variation séculaire ou la déformation par exemple.

2) Soit que les aimantations n'aient pas été complètement isolées par les différentes procédures, si bien que les directions moyennes de chaque site auraient été dispersées sous l'effet d'une aimantation secondaire d'intensité relativement faible, homogène cette fois au niveau de chaque site, mais de direction variable d'un site à l'autre. Cette interprétation serait en fait une généralisation au niveau de l'ensemble de l'échantillonnage de ce qui a été observé au site J. Ceci n'exclut pas que par la suite, les effets de déformation aient ajouté une nouvelle cause de dispersion indépendante, qui puisse avoir affecté la qualité de l'intersection des grands cercles.

Dans la suite, nous allons nous efforcer de restituer du mieux possible la direction de cette aimantation que l'on a montrée être antétectonique, compte tenu des éléments structuraux obtenus par l'analyse de terrain. Les observations précédentes sur la dispersion des directions moyennes ou la qualité de l'intersection des plans de réaimantation justifient cette étude, mais d'un point de vue strictement paléomagnétique, elles pourraient apparaître comme n'étant pas indispensable. Il faut donc la considérer comme un supplément dont le but est de rechercher, comme chaque fois que cela est possible, les relations entre aimantations et déformations. Nous utiliserons ici deux moyens indépendants, correspondant aux deux interprétations proposées, de contrôler la validité des modèles de déplissement que nous voulons tester : soit par la valeur du paramètre de précision k de la statistique de Fisher sur les huit directions moyennes après déplissement (à comparer avec k = 30 obtenu par correction de pendage), soit par la valeur du paramètre Q introduit plus haut, qui évalue la qualité de l'intersection des plans de réaimantations [Halls, 1978] des six sites concernés (à comparer avec Q = 0,67 10^{-3} obtenu par cor-

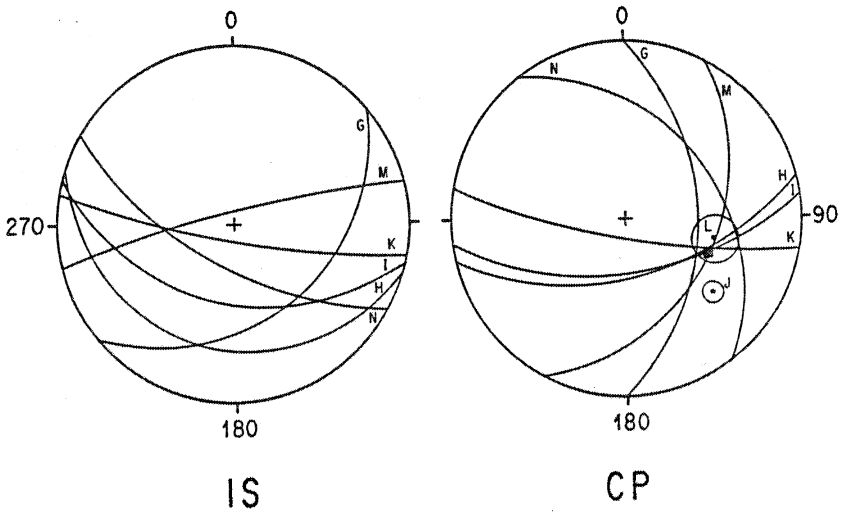


FIG. 10. — Répartition des six grands cercles obtenus avant (IS) et après (CP) correction de pendage. Les directions des deux autres sites ont été ajoutées à la figure de droite ainsi que la direction d'intersection des cercles (carré). Proj. stéréo.

FIG. 10. — *Site mean circle repartition before* (IS) *and after* (CP) *tilt correction. On the right are also shown the mean directions from other sites and the direction of the circles intersection (square).*

rection de pendage). Ainsi, quelle que soit la bonne interprétation des directions déterminées par l'analyse paléomagnétique, il y aura toujours l'un des deux critères qui sera valable.

DÉPLISSEMENT.

1) *Modèles de déplissement.* Dans un premier temps, les modèles testés ont été établis à partir des données structurales de terrain, dans l'esprit suivant : 1) éliminer l'effet de la phase deux en restituant une direction d'axe matériel de pli homogène au niveau de la structure ; 2) ouvrir le pli résultant. A partir du tableau I où les paramètres structuraux obtenus par l'analyse de terrain sont indiqués, trois modèles distincts ont été élaborés :

Modèle A (fig. 11). Pour ce modèle, nous avons choisi un axe de pli F2 (deuxième phase) horizontal, de direction Nord-Sud. Une première rotation est effectuée autour de l'axe F2, jusqu'à ce que l'axe

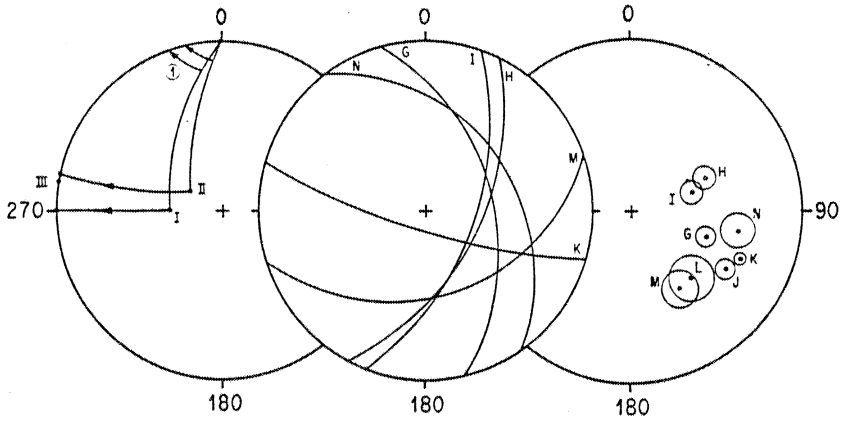


FIG. 11. — Modèle de déplissement A. A gauche, schéma des rotations utilisées pour ramener à l'horizontale les axes de pli moyens de chaque zone (représentés par les points noirs numérotés I, II et III). Au milieu, répartition des grands cercles obtenus après déplissement. A droite, répartition des directions moyennes par site obtenues après le déplissement. Proj. stéréo.

FIG. 11. — *Unfolding model A. Left : scheme of the rotations used to bring back to horizontal each zone mean fold axis, which are shown by the* I, II *and* III *black dots. Middle : Great circle distribution after unfolding. Right : mean site directions after unfolding. Same conventions as figure 3.*

matériel du pli devienne horizontal. Cette rotation est appliquée à la direction d'aimantation (DA), au pôle du plan de réaimantation (PPR) et à la normale au plan de stratification (NPS), pour chaque site. Une deuxième rotation est effectuée ensuite, consistant en une correction de pendage à partir du plan de stratification résultant de la première étape, appliquée à DA et PPR.

Modèle C (fig. 13). L'axe spatial F2 a une direction de plongement 30° au 300° pour ce modèle (c'est-à-dire intermédiaire). Il est basé sur l'observation que les directions moyennes de l'axe matériel pour les différentes zones sont équidistantes de cet axe F2. On peut donc considérer que les axes matériels de chaque zone dérivent par rotation autour de F2 d'une même direction qui pourrait être alors la

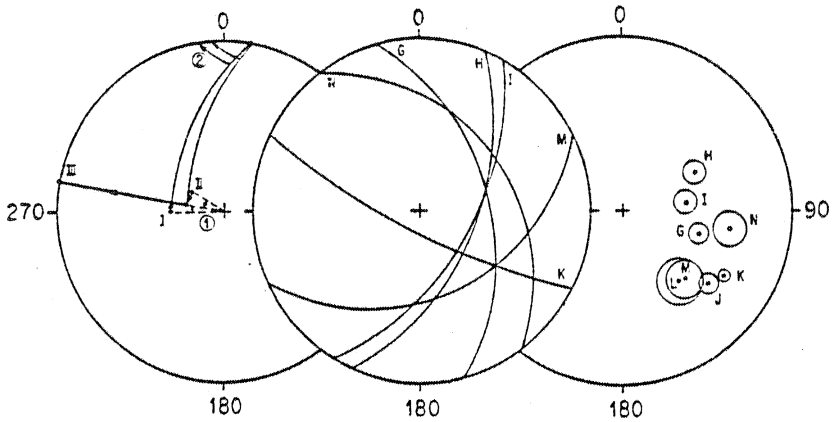


Fig. 12. — Modèle de déplissement B. Mêmes conventions que figure 11.

Fig. 12. — *Unfolding model* B. *Same conventions as figure 11.*

Modèle B (fig. 12). L'axe spatial de pli F2 est ici vertical. La première rotation se fait autour de F2, jusqu'à ce que l'axe matériel devienne parallèle à la tendance structurale régionale (280° à Cabrillanes). L'axe matériel est ensuite ramené à l'horizontale dans le plan vertical par une deuxième rotation. Ces deux rotations sont appliquées à DA, PPR et NPS. Enfin, on applique à DA et PPR une correction de pendage (troisième rotation) à partir du plan de stratification résultant des étapes précédentes.

direction de l'axe F1 (première phase). Une première rotation se fait donc autour de F2, appliquée à DA, PPR et NPS, jusqu'à ce que l'axe matériel soit horizontal. Une deuxième rotation, consistant en une correction de pendage à partir du plan de stratification résultant, est appliquée à DA et PPR.

2) *Résultats.* Ces modèles sont basés sur des considérations exclusivement structurales. Les directions d'aimantations peuvent donc être utilisées comme marqueurs indépendants pour tester la vali-

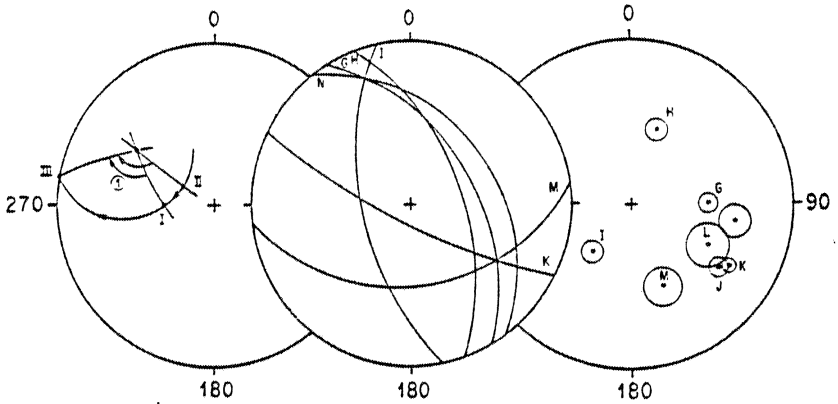


Fig. 13. — Modèle de déplissement C. Mêmes conventions que figure 11.

Fig. 13. — *Unfolding model* C. *Same conventions as figure 11.*

dité de ces modèles. D'autre part, ces modèles tiennent compte autant que faire se peut du contexte tectonique régional aussi bien que des paramètres locaux de la déformation. Mais, aucun de ces modèles ne donne satisfaction quant aux résultats obtenus. En effet, on constate après le déplissement (*cf.* tabl. III et fig. 11, 12 et 13) que dans les trois cas, le

tation obtenue et des deux tests utilisés pour les modèles de déplissement, nous pensons que cette hypothèse ne peut être retenue.

— L'aimantation n'est pas antétectonique, malgré le test de plissement positif mais pourrait avoir été acquise au cours du plissement. Pour tester cette

Modèle:	A		B		C		D		E		F	
Site	DA	PPR	DA	PPR	DA	PPR	DA	PPR	DA	PPR	DA	PPR
G	107/40	255/45	106/40	255/45	89/40	239/45	101/40	250/45	124/40	273/45	104/40	253/45
H	65/39	297/37	62/39	293/37	19/39	250/37	115/39	-14/37	95/39	326/37	95/39	326/37
I	72/49	290/34	82/49	300/34	220/49	78/34	134/49	- 8/34	102/49	320/34	102/49	320/34
J	120/24		130/24		126/24		130/24		120/24		120/24	
K	112/20	16/14	122/20	26/14	122/20	26/14	105/20	10/14	111/20	16/14	111/20	16/14
L	136/35		140/35		118/35		83/35		131/35		111/35	
M	146/34	-18/54	137/34	334/54	159/34	353/54	81/34	-82/54	126/34	322/54	106/34	302/54
N	99/25	233/57	99/25	233/57	99/25	233/57	109/25	243/57	99/25	233/57	109/25	243/57
Moy	109/36		112/36		117/43		107/34		114/34		108/33	
k=	11.2		11.4		4.1		19.5		30.1		50.0	
Inters.		113/40		117/40		138/15		108/33		103/38		103/38
Q=		$0.13\ 10^{-1}$		$0.14\ 10^{-1}$		$0.34\ 10^{-1}$		$0.93\ 10^{-4}$		$0.42\ 10^{-2}$		$0.19\ 10^{-2}$

TABL. III. — Résultats des modèles de déplissement site par site.
DA : direction d'aimantation. PPR : pôle du plan de réaimantation. Moy et Inters. sont pour moyenne et insersection.

TABLE. III. — *Mean-site paleomagnetic directions according to the various unfolding models.*
DA : *magnetisation direction* ; PPR = *remagnetization plane normal direction. Moy. is for Fisherian mean and Inters. for planes intersection.*

groupement des directions moyennes (donné par la variable k) comme l'intersection des plans de réaimantations (dont la qualité est estimée par Q) se dégradent. En particulier, les sites I et H (des zones I et II) sont déplacés à l'écart des autres sites alors que ce n'était pas le cas après la simple correction de pendage. Le site J par contre ne se distingue plus des autres sites. Il apparaît donc un résultat surprenant, à savoir que la seule correction de pendage rend mieux compte des rotations subies par la roche que les modèles basés sur les axes structuraux de rotation. Plusieurs explications peuvent être avancées :

— Les aimantations ont été mal restituées et les directions utilisées ne correspondraient pas alors à l'aimantation d'origine de la roche, ce qui rendrait évidemment caduques les tests précédents. Compte tenu des traitements effectués lors de l'analyse paléomagnétique, des caractéristiques de l'aimanidée, des déplissements partiels (de 25, 50 ou 75 % seulement du pendage réel) ont été réalisés avec ou sans correction préalable pour l'inclinaison de l'axe du pli, mais la dispersion intersite obtenue est toujours supérieure à celle correspondant au déplissement complet. Cette hypothèse n'est donc pas soutenue par l'analyse.

— La déformation interne a perturbé les directions d'aimantations, et les rotations rigides employées ne permettent pas de corriger un effet de ce type. Ici encore, compte tenu des observations macroscopiques et microscopiques rapportées précédemment, suggérant que le taux de déformation interne est toujours négligeable, et d'un autre côté de l'ampleur des écarts angulaires résultants de nos modèles, nous estimons que cette hypothèse ne peut non plus être retenue.

— Les paramètres structuraux utilisés ne rendent pas bien compte de l'histoire des rotations rigides subies effectivement par la roche, et ceci bien que ces paramètres soient basés sur une étude structurale locale. Ceci suggérerait que certains stades de l'histoire des rotations rigides subies par les aimantations ne se soient pas exprimés de manière visible dans la roche, ou avec une précision insuffisante. Dans ce cas, l'aimantation rémanente qui, elle, a enregistré ces rotations, pourrait servir de moyen d'analyse nouveau en géologie structurale. Pour cerner d'un peu plus près cet aspect du problème, nous avons essayé trois autres modèles de déplissement, mais en libérant certains paramètres structuraux pour tenter d'optimiser le regroupement des directions d'aimantation. D'autre part, nous avons essayé de séparer dans ces nouveaux modèles les axes de rotations horizontaux et verticaux afin d'analyser l'effet de chacun d'eux. En particulier, l'effet de la correction de direction introduite dans des circonstances similaires [Perroud, 1982] est analysé.

3) *Nouveaux modèles.*

Modèle D. Il consiste en une correction de direction (direction de référence 280°) appliquée à DA, PPR et NPS puis en une correction de pendage à partir du plan de stratification résultant. Les données suivantes, voisines des données structurales de terrain sauf pour le site H, améliorent sensiblement le recoupement des cercles de réaimantation :

Zone I (sites I, J, K) : plan axial au 280°.
Zone II (sites G, L, M) : plan axial au 300°.
Site H : plan axial au 280°.
Zone III (site N) : plan axial au 270°.

Les résultats de ces nouveaux modèles sont donnés site par site dans le tableau III. On obtient ici un $Q = 0{,}93\ 10^{-4}$, à comparer avec $Q = 0{,}67\ 10^{-3}$ après simple correction de pendage. Par contre, le regroupement des directions moyennes est plutôt détérioré par ce modèle ($k = 19{,}5$ au lieu de 30.2).

Modèle E. L'axe matériel de pli est ramené à l'horizontale par une première rotation d'axe horizontal, appliquée à DA, PPR et NPS, puis une correction de pendage à partir du plan de stratification résultant achève le déplissement. On a utilisé pour ce modèle les données suivantes :

Zone I (sites I et K) : axe 30° au 280°.
Site J : axe 55° au 270°.
Zone II (sites G, L, M) : axe 30° au 300°.
Site H : axe 30° au 280°.
Zone III (site N) : axe 00° au 270°.

Dans ce cas, on obtient un groupement intersite identique à celui obtenu par correction de pendage ($k = 30{,}1$). Par contre, la qualité de l'intersection des plans de réaimantation se détériore ($Q = 0{,}42\ 10^{-2}$). Mais on constate également (*cf.* tabl. III) que dans les zones I et II (site H excepté), les déclinaisons sont regroupées de telle sorte qu'une correction de direction puisse éliminer en grande partie la dispersion résiduelle. Ceci introduit donc naturellement le modèle suivant, combinaison des modèles D et E.

Modèle F. Ce modèle consiste en une correction de direction (référence 280°) appliquée à DA, PPR et NPS. Puis, l'axe matériel du pli est ramené à l'horizontale et enfin une correction de pendage est effectuée à partir de la stratification résultante. Les données choisies pour ce modèle sont celles utilisées pour les modèles D et E, relativement proche donc des données structurales de terrain. Le choix du plongement de l'axe du pli (30°, sauf site J) n'est pas non plus aléatoire ; il s'agit en effet du plongement de l'axe moyen pour l'ensemble de la structure. Ce modèle conduit à une valeur de $k = 50$ pour la statistique de Fisher intersite, ce qui semble correspondre à une diminution sensible de la dispersion intersite bien qu'il ne s'agisse pas d'un test significatif pour un niveau de confiance de 95 %. Le rayon du cercle de confiance obtenu ($\alpha_{95} = 8°$) est équivalent à celui correspondant à la dispersion moyenne intrasite.

Ainsi on arrive, en laissant varier les paramètres de la déformation autour des valeurs mesurées sur le terrain, à améliorer sensiblement soit le groupement des directions d'aimantation, soit la qualité de l'intersection des plans de réaimantations. Ceci suggère la recherche de nouvelles observations structurales. En particulier, il semble bien qu'on retrouve la trace d'une phase de rotation d'axe vertical déjà rencontrée dans l'étude de cas similaires [Bonhommet et coll., 1981 ; Perroud, 1982]. D'autre part, il apparaît que le déplissement à l'aide d'un axe de pli régional puisse être plus efficace que celui qui utilise les axes de pli locaux pour chaque site, ce qui laisse supposer que toutes les variations de l'orientation de l'axe du pli ne sont pas imputables à la déformation hercynienne, du moins au sens des rotations rigides. Ceci rejoint une observation équivalente qui avait été faite au niveau de l'utilisation du plan de stratification local à chaque échantillon ou moyen pour l'ensemble du site [Bonhommet et coll., 1981] pour les corrections de pendages.

Conclusions.

L'étude paléomagnétique et les tentatives de déplissement réalisées sur les séries rouges siluro-

dévoniennes de la Formation de San Pedro, localité de Cabrillanes, Sud Asturies, conduisent à un certain nombre de directions globales, résumées dans le tableau IV. Nous avons conservé ici les deux direc-

Intitulé	D	I	k ou Q	Rayon des cercles ou ellipse de confiance
Moyenne	113°	+34°	30	10°
Corr. pend. Inters.	107°	+34°	0.67 10^{-3}	21°-14°
Mod. D	108°	+33°	0.93 10^{-4}	12°-9°
Deplissᵗ. Mod. F	108°	+33°	50	08°
Direction finale-globale	109°	+34°		09°
pole: Lat.= 0°N, Long.= 58°E, dp= 6°, dm= 10°				

TABL. IV. — Estimations finales de la direction paléomagnétique pour la formation étudiée.

TABLE IV. — *Final estimations of the formation paleomagnetic direction.*

tions obtenues par simple correction de pendage (moyenne intersite et intersection des plans de réaimantation) et les deux résultats de déplissement de meilleure qualité statistique : la direction d'intersection des plans obtenue par le modèle D et la moyenne intersite obtenue par le modèle F. Pour les directions obtenues par intersection de cercles, une ellipse de confiance a été calculée suivant la méthode proposée par Westphal [1980]. On constate que ces quatre directions sont toutes très proches les unes des autres et statistiquement équivalentes. En particulier, les directions obtenues par les modèles D et F sont strictement identiques. Aucune de ces directions ne pouvant être considérée à coup sûr comme la vraie direction paléomagnétique, nous les avons prises comme autant d'estimations de cette direction, de même poids. La direction moyenne de ces estimations sera alors considérée comme l'estimation la plus vraisemblable de la direction cherchée. D'autre part, l'intersection des différentes zones de confiances définit la zone où il y a la plus grande probabilité pour que la direction paléomagnétique y soit réellement située, et nous l'assimilerons donc à l'erreur sur la détermination de la direction moyenne. Cette zone s'inscrit dans un cercle de rayon 9° autour de la direction moyenne et on a donc pris comme estimation finale de la direction paléomagnétique de la formation étudiée D = 109° I = + 34° α = 9° (α étant assimilé à un rayon de confiance). Cette direction correspond au pôle : Lat. = 0° N, Long. = 58° E, dp = 6°, dm = 10°. Pour comparer cette direction dont l'âge vraisemblable se situe à la limite Siluro-Dévonien ou au Dévonien inférieur (l'aimantation étant antétectonique et pouvant être considérée comme étant d'origine dans un premier temps) aux données européennes, il est nécessaire de la corriger, d'une part de l'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé supérieur, et d'autre part de la fermeture tectonique de l'arc ibéro-armoricain au Carbonifère. Le premier événement se traduit par une diminution de la déclinaison de 35° [Van der Voo, 1969]. Pour le second, compte tenu du modèle proposé précédemment [Perroud et Bonhommet, 1981] et de la direction structurale régionale (280°), on estime à 65° la correction à apporter à la déclinaison. Cette quantité pourra être sujette à révision lorsque suffisamment de données seront disponibles pour restituer de manière plus précise la véritable forme de l'arc pour les temps pré-hercyniens. On obtient alors une direction *D = 209° I = + 34° α = 9°* pour une localité située approximativement par 44° N et 349° E. Ceci correspond au pôle géomagnétique virtuel suivant : *Lat = 22° S Long = 319° E dp = 6° dm = 10°*. L'ellipse de confiance indiquée ici représente l'erreur quant à la détermination paléomagnétique mais ne tient pas compte des incertitudes issues des modèles géodynamiques utilisés pour les corrections mentionnées ci-dessus, qui sont très difficiles à estimer.

Les conclusions que l'on peut déduire de ce résultat sont les suivantes :

— l'inclinaison obtenue (34° ± 9) est significativement différente de celle que l'on obtient pour le Carbonifère inférieur en Espagne et en Bretagne [Perroud et Bonhommet, 1981 ; Bonhommet *et al.*, 1981] où l'inclinaison est toujours inférieure à 20°. On a donc affaire vraisemblablement à une aimantation plus ancienne et nous proposons un âge dévonien inférieur compte tenu de l'âge de la roche (limite siluro-dévonien) et de l'origine tardive du ciment hématitique par rapport à la sédimentation. Cependant, un âge plus jeune ne peut être exclu dans ce type de roche où les circonstances provoquant la précipitation de l'hématite sont encore mal connues. D'autres échantillons de la même formation mais provenant d'autres régions de l'arc Asturien sont en cours d'étude actuellement et permettront peut-être d'être plus affirmatif. En attendant, il semble donc que l'hypothèse avancée par Ries *et al.* [1980] suggérant que toutes les aimantations obtenues en Asturies sont des réaimantations d'âge carbonifère inférieur n'est pas confirmée.

— Le pôle obtenu se situe à proximité immédiate des pôles européens disponibles pour cette époque (fig. 14). Pour préciser davantage, il faut rappeler qu'on trouve deux tendances majeures pour la

position de ces pôles : d'une part les pôles provenant de Grande-Bretagne presque uniquement, qui se regroupent autour d'une position moyenne Lat. = 0°, Long. = 320° E, d'autre part les pôles provenant du reste de l'Europe (Allemagne de l'Est, Tchécoslovaquie, Scandinavie et même plate-forme russe [*cf.* Khramov et coll., 1981]) concentrés autour d'une position moyenne Lat. = 30° S, Long. = 330° E. L'écart entre ces deux groupes semble significatif,

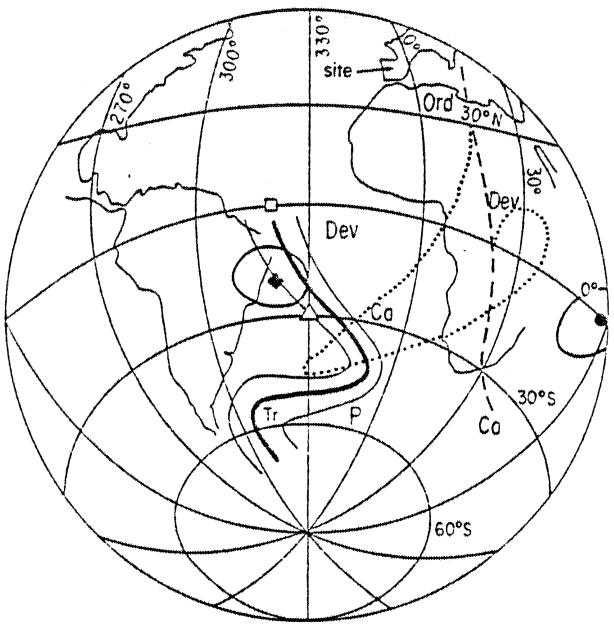


FIG. 14. — Position du pôle paléomagnétique obtenu à Cabrillanes (cercle avant corrections géodynamiques ; losange après) avec son ellipse de confiance, par rapport aux courbes de dérive du pôle pour l'Europe (trait plein) et le Gondwana (trait discontinu [McElhinny et Embleton, 1974] et pointillé [Chemin Y, Morel et Irving, 1978]. Le carré représente la position moyenne des pôles de Grande-Bretagne, le triangle celle des pôles d'Europe de l'Est, pour le Siluro-Dévonien.

FIG. 14. — *Palaeomagnetic pole position from Cabrillanes redbeds (full dot before geodynamic corrections, rhombohedral after) with ellipse of confidence, compared with the European (full line) and Gondwanian [dashed line after McElhinny and Embleton, 1974, dotted line after Morel and Irving, path Y, 1978] apparent polar wander paths. The square is the Great Britain mean pole, the triangle the Eastern Europe one, for Upper Silurian-Lower Devonian.*

indiquant soit un décalage temporel (les pôles d'âge dévonien moyen de Grande-Bretagne sont proches de ce dernier groupe), soit un décalage spatial de la Grande-Bretagne (qui devrait alors se trouver plus au Sud) par rapport au reste de l'Europe. Le pôle de Cabrillanes est plus proche du deuxième groupe, quoique étant légèrement décalé vers le Nord-Ouest (fig. 14). Une rotation antihoraire au Carbonifère de la plaque Armorica d'une quinzaine de degrés comme suggérée par Jones et coll. [1979] ramènerait pratiquement ce pôle sur le groupe « Europe de l'Est ». Ceci a donc tendance à confirmer le caractère spécifique des pôles de Grande-Bretagne, et à rendre plus pertinentes encore les questions qui découlent de ce décalage de pôles. D'un autre côté, le pôle de Cabrillanes ne coïncide pas directement avec la courbe de dérive du pôle pour le Gondwana, quel que soit le trajet considéré [McElhinny et Embleton, 1974 ; ou Morel et Irving, 1978, chemin Y] (fig. 14). Cependant, il faut noter qu'il est possible de ramener le pôle de Cabrillanes en accord avec ce dernier trajet par une rotation adaptée. Mais cette courbe de dérive du pôle nous semble bien peu vraisemblable compte tenu de l'ampleur du mouvement qu'elle implique pour le Gondwana sur un intervalle de temps assez court. L'autre courbe proposée nous semble plus raisonnable mais elle implique une paléolatitude plus élevée que celle observée à Cabrillanes et il n'est donc pas possible d'obtenir un agrément par une simple rotation locale.

Les implications géodynamiques qui découlent de cette analyse des pôles siluro-dévoniens peuvent se schématiser par trois points principaux :

1) La plaque Armorica, qui était jusqu'au début du Paléozoïque liée au Gondwana, en est séparée avant le début du Dévonien. La paléolatitude dérivée de l'inclinaison (20° S) indique en effet une position nettement au Nord de l'Afrique du Nord, qui dans son mouvement de dérive vers le Nord n'atteindra encore que les 45° S au Dévonien supérieur [*cf.* Van der Voo, 1982].

2) La plaque Armorica se situe dès lors dans le contexte tectonique de l'Europe, et de manière plus précise sans doute à proximité du Bouclier Baltique. La position de la Grande-Bretagne reste délicate à cerner. Compte tenu de la fermeture du Iapetus qui s'est achevée à la fin du Silurien, on peut donc considérer que la microplaque Armorica avait donc déjà rejoint au début du Dévonien le supercontinent Amérique du Nord - Baltique.

3) Le mouvement vers le Nord de la microplaque Armorica va se poursuivre tout au long du Dévonien pour atteindre la paléolatitude 5-10° S au Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur [*cf.* Van der Voo, 1982]. Ce mouvement est vraisemblablement lié au méga-cisaillement proposé par Van der Voo et Scotese [1981], qui affecte la côte est des États-Unis et du Canada d'une part, le Nord de l'Écosse d'autre part. L'ampleur de ce mouvement est tout à fait compatible avec celle proposée par ces auteurs.

Les conclusions précédentes sont basées sur le résultat important de la nature partiellement tectonique de l'arc ibéro-armoricain et sur les corrections qui en découlent pour la direction paléomagnétique

finale. La nécessité de préciser davantage la forme de l'arc pour les temps préhercyniens apparaît donc au niveau de l'interprétation de toute nouvelle donnée venant de ces régions. En effet, la forme préliminaire proposée [Perroud et Bonhommet, 1981] permet une comparaison en première approche avec les données d'autres régions et elle donne satisfaction pour cela ; mais il est aussi clair que l'on ne pourra conclure à l'existence d'une rotation de l'ensemble de la plaque Armorica comme le propose Jones et coll. [1979] que lorsqu'on aura éliminé de manière aussi exacte que possible l'effet de la fermeture tectonique de l'arc. Ainsi, si l'étude réalisée à Cabrillanes apporte des éléments nouveaux dans la manière de traiter les effets de la déformation et sur la connaissance de l'évolution de la microplaque Armorica au cours du Paléozoïque, si elle confirme la nature partiellement tectonique de l'arc ibéro-armoricain et valide en gros les schémas proposés pour la forme de l'arc et l'évolution géodynamique, elle n'en reste cependant qu'un élément ou une donnée dans la suite d'études détaillées et locales nécessaires pour traiter de manière approfondie le problème à notre avis complexe, mais également lourd de conséquences, de la fermeture tectonique de l'arc ibéro-armoricain.

Remerciements. Nous tenons à remercier particulièrement P. Roperch qui a réalisé la plupart des mesures de désaimantations chimiques, thermiques et par champs alternatifs. D'autre part, nous remercions également Rob Van der Voo pour son assistance dans la discussion des pôles paléomagnétiques. Ce travail a été soutenu par une bourse de l'INAG à travers son programme ATP « Géodynamique II ».

Références

Bard J.P., Capdevila R. et Matte P. (1971). — La structure de la chaîne hercynienne de la meseta ibérique. Comparaisons avec les segments voisins. *In* : L'histoire structurale du golfe de Gascogne, t. I. Inst. Fr. Pétrole, p. I4-114-68.

Bonhommet N., Cobbold P.R., Perroud H. et Richardson A. (1981). — Paleomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian arc (Spain). *J. Geophys. Res.*, 86, p. 1873-1887.

Cogné J. (1971). — Le Massif Armoricain et sa place dans la structure des socles ouest-européens : l'arc hercynien ibéro-armoricain. *In* : L'histoire structurale du golfe de Gascogne, t. I. Inst. Fr. Pétrole, p. II-1-II-23.

Fisher R.A. (1953). — Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, A217, p. 295-305.

Graham J.W. (1949). — The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *J. Geophys. Res.*, 54, p. 131-167.

Halls H.C. (1976). — A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 45, p. 297-304.

Halls H.C. (1978). — The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism. *Phys. Earth Planet. Int.*, 16, p. 1-11.

Jones M., Van der Voo R. et Bonhommet N., (1979). — Late Devonian and early Carboniferous palaeomagnetic poles from the Armorican Massif, France. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 58, p. 287-308.

Julivert M. (1971). — L'évolution structurale de l'arc asturien *In* : L'histoire structurale du golfe de Gascogne, t. I. Inst. Fr. Pétrole, p. 12-1 à 12-28.

Khramov A.N., Petrova G.N. et Pechersky D.M. (1981). — Paleomagnetism of the Soviet Union. *In* : Palcoreconstructions of the continents (M.W. Mc Elhinny et D.A. Valencio édit.), Geodynamics Series 2, AGU-GSA, 177-194.

Mc Elhinny M.W. et Embleton B.J.J. (1974). — Australian palaeomagnetism and the Phanerozoic plate tectonics of eastern Gondwana. *Tectonophysics*, 22, p. 1-29.

Matte P. (1974). — Raccords des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale. Franz Kossmatt Symposium. *Nova Acta Leop.*, 239-262.

Morel P. et Irving E. (1978). — Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. *J. Geology*, 86, p. 535-561.

Park J.K. (1970). — Acid leaching of redbeds and the relative stability of the red and black magnetic components. *Can. J. Earth Sc.*, 7, p. 1088-1092.

Perroud H. (1982). — Relations paléomagnétisme et déformation : exemple de la région de Cabo de Peñas (Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, II-294, p. 45-48.

Perroud H. et Bonhommet N. (1981). — Paleomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the hercynian orogeny in Western Europe. *Nature*, 292, p. 445-448.

Ries A.C., Richardson A. et Shackleton R.M. (1980). — Rotation of the iberian arc : paleomagnetic results from North Spain. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 50, p. 125-135.

Thellier E. et Thellier O. (1959). — Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, 15, p. 285-376.

Van den Bosch W.J. (1969). — Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW) Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 44, p. 137-225.

Van der Voo R. (1969). — Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, 7, p. 5-56.

Van der Voo R. (1979). — Paleozoic assembly of Pangea. A new plate tectonic model for the taconic, caledonian, hercynian orogenies. *EOS Trans.*, 60, p. 241.

Van der Voo R. (1982). — Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics. *Ann. Rev. Earth Planet Sc.*, 10, p. 191-200.

Van der Voo R. et Channell J.E.T. (1980). — Paleomagnetism in orogenic belts. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, p. 455-481.

Van der Voo R. et Scotese C. (1981). — Paleomagnetic evidence for a large (2,000 km) sinistral offset along the Great Glen fault during Carboniferous time. *Geology*, 9, p. 583-589.

Westphal M. (1980). — Analyse statistique de directions non orientées. *Pageoph.*, 119, p. 80-86.

Zijderveld J.D.A. (1967). — Demagnetization of rocks : analysis of results .*In* : Methods in palaeomagnetism (D.M. Collinson, K.M. Creer & S.K. Runcorn édit.) p. 254-286. New-York.

Appendice 6

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 294 (4 janvier 1982) Série II – 45

PALÉOMAGNÉTISME. – *Relations paléomagnétisme et déformation : exemple de la région de Cabo de Peñas (Espagne).* Note (*) de **Hervé Perroud,** présentée par Émile Thellier.

L'étude paléomagnétique de roches paléozoïques de la région de Cabo de Peñas (Espagne) montre que la correction de pendage classique ne suffit pas à restaurer la direction d'aimantation antétectonique. Une nouvelle correction dite de « direction » est introduite, et on suspecte également que la déformation interne de la roche aie provoqué des rotations des vecteurs aimantations.

Paleomagnetic study of paleozoic rocks from the Cabo de Peñas area (Spain) shows that the usual tilt correction does not lead to recovery of the pretectonic direction of magnetization. A new correction called "strike correction" is introduced and internal deformation of the rock is also suspected of inducing rotations of the magnetizations.

Ce travail se situe dans le cadre de l'étude paléomagnétique de l'Arc Ibéro-Armoricain dont le but est de déterminer la nature primaire (synsédimentaire) ou secondaire (tectonique) de cette structure. Dans ce sens, la région de Cabo de Peñas (branche nord de l'arc) fait suite à l'étude déjà publiée [1] effectuée à San Emiliano (branche sud de l'arc). Dans cette première étude nous avons utilisé le vecteur aimantation rémanente comme marqueur de la déformation dans une structure antiforme complexe et plusieurs modèles de déplissement ont été éprouvés; il est apparu que la simple correction de pendage classique utilisée en paléomagnétisme (redressement des couches par rotation autour de la direction du plan de stratification d'un angle égal au pendage) était insuffisante pour éliminer les effets de la déformation. Des modèles plus complexes, tenant compte des études structurales de la région qui ont mis en évidence une première phase de plissement tangentielle, suivie d'une phase radiale associée à un reserrement de l'arc au cours de l'orogenèse hercynienne ([1], [2]), permettent de restituer une direction commune à l'aimantation d'origine étudiée en divers sites de la structure; le meilleur d'entre eux utilise une deuxième phase de plissement d'axe vertical, qu'on peut relier à la fermeture de l'arc au Carbonifère.

Dans la région de Cabo de Peñas, des échantillons ont été prélevés dans les séries volcaniques Ordoviciennes (2 sites, I, J, 31 éch.), dans les grès rouges Dévonien supérieur de la formation de Candas (3 sites C, D, F, 32 éch.) et dans les griottes Carbonifère inférieur de la formation de l'Alba (comme à San Emiliano) (3 sites A, B, E, 23 éch.). L'échantillonnage a été effectué de façon à récolter sur les deux flancs de plis d'échelle variable (métrique à kilométrique) (*fig.* 1 *c*). Le style structural de la déformation est le flambage et les axes de plis sont horizontaux. Les échantillons ont été traités par les méthodes classiques du paléomagnétisme : mesure de l'ARN, test de viscosité, désaimantation (thermique et par champs alternatifs). Après traitement les aimantations caractéristiques mises en évidence pour les différentes formations sont les suivantes [3] : pour les deux sites du volcanisme ordovicien, une composante haute température et champs de déblocage élevés antétectonique, interprétée comme primaire, plus une aimantation considérée comme secondaire apparemment également antétectonique. La direction de cette dernière aimantation se retrouve sur les autres sites (B, C, D, E, F) de roches sédimentaires où là aussi le test de plissement habituel indique un caractère antétectonique. L'âge attribué à cette aimantation est donc compris entre le Carbonifère inférieur (âge du dépôt de la formation de l'Alba) et le Carbonifère Moyen-Supérieur (âge de la déformation). Au total huit directions d'aimantation moyennes par site, antétectoniques et carbonifères, sont mises en évidence (sites B, C, D1, D2, E, F, I, J). Ce

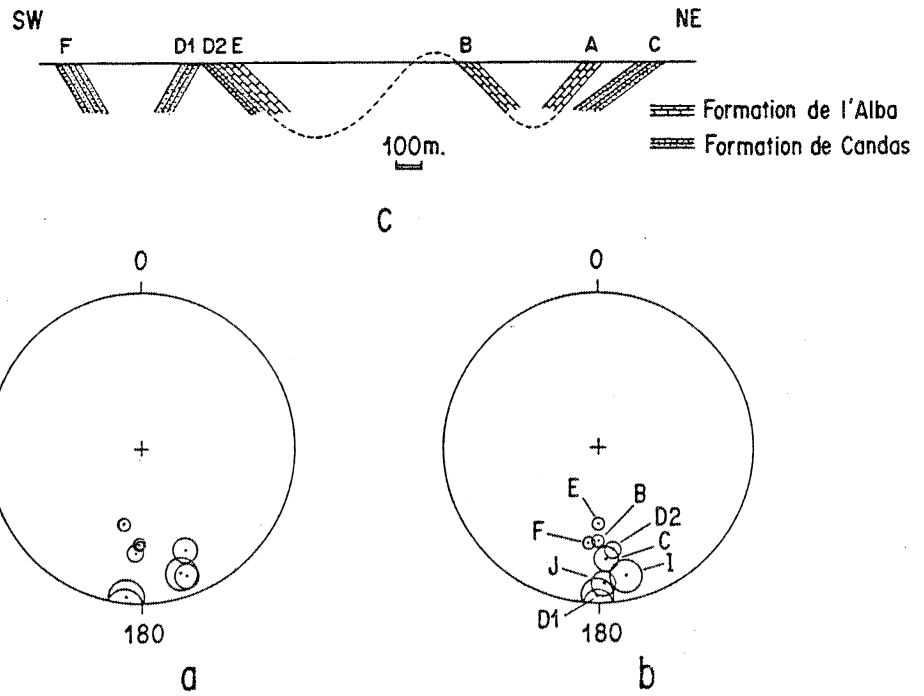


Fig. 1. — Projections stéréographiques des huit directions moyennes par site pour les aimantations carbonifères de Cabo de Peñas, après correction de pendage (*a*) et à la fois correction de direction et de pendage (*b*); 1 *c*, représente une coupe schématique des sites de prélèvement près de Candas, montrant la répartition des sites sur les deux flancs des plis.

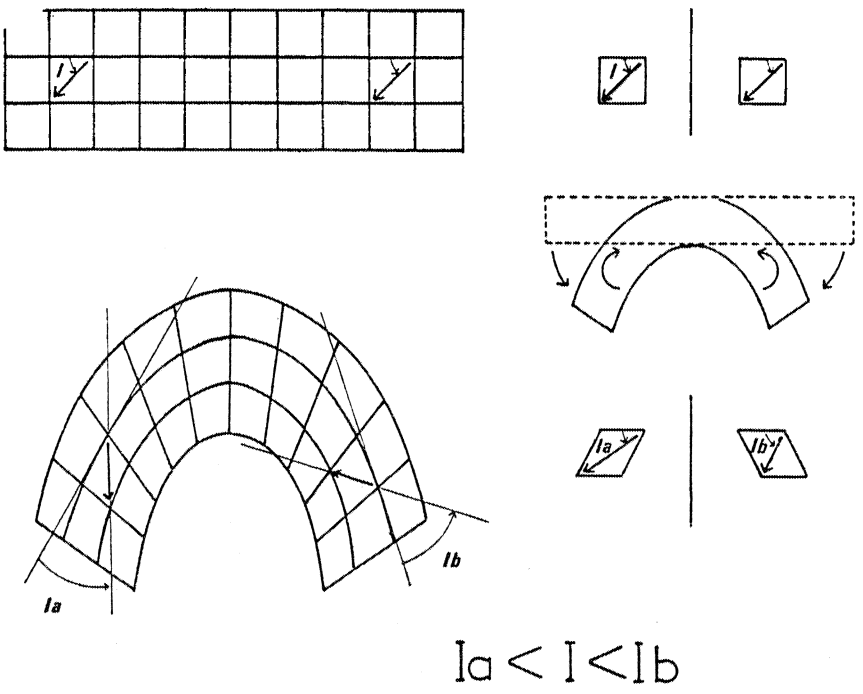


Fig. 2. — Illustration schématique des rotations inverses provoquées par la déformation interne des couches pendant le plissement (pli par flexion).

sont ces directions auxquelles nous allons nous intéresser maintenant. La figure 1 *a* montre ces directions et les cercles de confiance associés. Le fort groupement des directions individuelles par site contraste avec la dispersion des directions moyennes. Pour relier cette dispersion intersites à la déformation, nous avons comparé en chaque site la déclinaison du vecteur aimantation avec la direction du plan de stratification (tableau). L'écart angulaire entre ces deux paramètres est quasi constant d'un site à l'autre, avec une valeur

TABLEAU

Directions moyennes par site pour les aimantations carbonifères de la région de Cabo de Peñas, après correction de pendage mais avant (à gauche) *et après* (droite) *correction de direction.* Au centre, S indique la direction structurale moyenne des sites et $(\widehat{D,S})$ l'écart angulaire entre S et la déclinaison magnétique moyenne pour le site. La valeur moyenne de cet angle est indiquée avec son écart-type.

Site	D	I	S	$(\widehat{D,S})$	D	I
B.	181	27	231	50	180	27
C.	156	18	210	54	176	18
D1.	186	2	235	49	181	2
D2.	183	22	241	58	172	22
E.	193	37	243	50	180	37
F.	181	26	225	44	186	26
I.	162	9	224	62	168	9
J.	160	7	212	52	178	7
Moyenne.	175 ($k=22$)	19	228°	52° ± 5,5	178 ($k=39$)	19

moyenne de 52° et un écart-type de 5,5°, ce qui est remarquable puisque les directions structurales varient dans un intervalle de 34°. Ceci suggère une correction que nous appellerons « correction de direction » : elle consiste en une rotation autour d'un axe vertical de façon à restaurer une direction unique au plan de stratification dans la région avant correction de pendage. Après cette correction, on obtient (tableau, *fig.* 1 *b*) des données beaucoup plus groupées : le paramètre statistique k [4] passe de 22 à 39, valeurs qui ne sont cependant pas significativement différentes pour un seuil de probabilité de 95 %. On obtient alors pour la région de Cabo de Peñas une direction paléomagnétique $D=178$. $I=19$, ($k=39$) liée à la valeur de référence de la direction de stratification utilisée (ici, on a pris la direction structurale régionale : 230°). On retrouve donc le même résultat qu'à San Emiliano, à savoir l'existence d'une phase 2 de plissement d'axe vertical ayant affecté les aimantations, qu'on peut lier à la fermeture de l'arc. Ceci suggère sans pouvoir le quantifier que l'arcature est partiellement (au moins) secondaire. La comparaison avec San Emiliano ($D=103°$ pour une direction structurale de 90°) confirme ce résultat, indiquant que 75° environ de l'arcature (sur 140°) sont d'origine secondaire.

Les conclusions tectoniques majeures étant tirées, il nous semble important d'attirer l'attention sur un autre phénomène qui apparaît dans ces données. La répartition des directions après correction de direction et de pendage n'est pas du tout aléatoire. En effet, il apparaît un étirement important en inclinaison pour une déclinaison pratiquement constante. D'autre part, on constate que les quatre sites d'inclinaisons les plus faibles correspondent à un même flanc des plis et les quatre autres à l'autre flanc (*fig.* 1). Enfin, les sites d'inclinaisons extrêmes correspondent aux pendages les plus forts. Cette répartition

ne peut être attribuée au seul hasard et deux interprétations me semblent possibles sans pouvoir encore les séparer :

– une aimantation syntectonique, acquise rapidement au début du plissement. En effet, les chemins parcourus par les directions d'aimantation des sites lors de la correction de pendage se superposent pour les sites provenant des deux flancs : il semble alors que le déplissement soit trop important, ce qu'on peut interpréter par une aimantation acquise après que le déplissement aie débuté, c'est-à-dire syntectonique;

– une aimantation antétectonique ayant subi une déformation interne au cours du plissement, si bien que les aimantations ont été soumises à des rotations de sens inverses selon le flanc du pli où étaient situés les échantillons (*fig.* 2).

Ces phénomènes méritent d'être soulignés car les déviations qu'ils peuvent provoquer sur les directions d'aimantation sont encore mal connues et leurs effets ne sont donc pas toujours éliminés lors des études paléomagnétiques. Remarquons cependant que dans le cas de Cabo de Peñas, s'il n'est pas encore possible de conclure quant à l'interprétation correcte de ces données, on peut cependant considérer que dans les deux cas présentés, puisque les sites sont également répartis sur les deux flancs des plis, la valeur moyenne obtenue sera une bonne approximation de la direction réelle du champ dans la région au Carbonifère et les conclusions précédentes restent donc valables. Enfin, il nous apparaît désormais comme indispensable d'effectuer une étude structurale détaillée conjointement à l'étude paléomagnétique quand les sites de prélèvements se trouvent dans des zones orogéniques. L'examen des relations aimantation-déformation dans d'autres cas devraient permettre d'élaborer une nouvelle démarche pour le traitement des aimantations perturbées par la déformation.

(*) Remise le 23 novembre 1981.

[1] N. BONHOMMET, P. R. COBBOLD, H. PERROUD et A. RICHARDSON, *J. Geophys. Res.*, 86, 1981, p. 1873-1887.

[2] M. JULIVERT, *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Technip., Paris, 1, 1971, 2, p. 1-28.

[3] H. PERROUD, *Thèse*, Rennes, 91 p, 1980.

[4] R. A. FISHER, *Proc. Roy. Soc.*, London, A 217, 1953, p. 295-305.

C.A.E.S.S., Laboratoire de Géophysique interne, Institut de Géologie, Université de Rennes-I, 35042 *Rennes Cedex.*

UNIVERSITE DE REIMS * INSTITUT DE GEOLOGIE * BIBLIOTHEQUE

Conclusion : Estimation des problèmes d'erreur en Paléomagnétisme.

Cette revue partielle des particularités du paléomagnétisme en zone orogénique montre à quel point l'erreur finale commise au cours de la détermination d'une direction d'aimantation dépend des conditions rencontrées lors de l'analyse. Outre les sources d'erreur habituelles, liées à la méthode elle-même (dispersion naturelle, échantillonnage, mesure), il faut prendre en compte les problèmes rencontrés lors de la séparation des composantes, leur datation, et la correction des effets de la déformation.

L'intégration des erreurs commises lors de l'analyse vectorielle des courbes de désaimantation ne peut se faire que par un accroissement du nombre d'échantillons traités. Il est d'autre part souhaitable que dans un lot à analyser, il n'y ait pas de variation des conditions d'expérimentation, en particulier en ce qui concerne la composition de la roche et la déformation. La notion de site est donc indispensable aux études paléomagnétiques. Si ces conditions sont remplies, l'utilisation des procédures de détermination des composantes d'aimantation permet d'obtenir des directions caractéristiques au niveau du site. La dispersion des données à l'intérieur d'un site peut alors être assimilée (en général) aux erreurs commises, à condition cependant que la séparation des composantes ait été satisfaisante. Dans le cas contraire, l'erreur commise peut-etre bien supérieure à la dispersion des données. Il est donc important de tester cette séparation, par l'utilisation de la convergence de grands cercles d'aimantation (Hall, 1976) par exemple, ou encore par la comparaison de direction de composantes de polarité inverse (test d'antiparallélisme, appendice 10). Il est à noter cependant qu'une déformation interne d'intensité élevée peut modifier également la dispersion intrasite (Cogné et Perroud, 1985).

La dispersion inter-sites à la suite d'une telle analyse caractérise les phénomènes géologiques subis par la roche, et en particulier la déformation. Il faut à ce niveau dissocier les erreurs commises sur les inclinaisons et sur les déclinaisons. En l'absence de déformation interne, les inclinaisons des aimantations anté-plissement ne sont pas dépendantes du modèle de déplissement. L'erreur commise est donc moins importante que sur les déclinaisons. D'autre part elle ne dépend pas non plus de l'inclinaison, contrairement à celle commise sur les déclinaisons qui est fonction du cosinus de l'inclinaison ($dD = \sin^{-1}(\sin \alpha_{95}/\cos I)$). Les implications des résultats paléomagnétiques dérivées des inclinaisons (paléolatitude) sont donc plus fiables que celles dérivées des déclinaisons (rotation). En particulier, l'étude de rotation de faible amplitude sur des aimantations inclinées de 50° et plus est très délicate.

Enfin, la troisième source d'erreur importante qui apparait dans cette analyse concerne la datation des composantes d'aimantation. Quelque soit la précision avec laquelle une donnée paléomagnétique est déterminée, les interprétations ne seront fiables que si l'âge d'acquisition des aimantations est connu. Un effort théorique et expérimental me parait donc nécessaire dans les années à venir pour mieux comprendre les processus d'acquisition de rémanences nouvelles par les roches sédimentaires, ou même pour permettre d'associer un âge aux températures de déblocage dans les roches ignées au

travers d'études géochronologiques fines (méthodes plateaux). C'est à ce prix seulement que les données paléomagnétiques pourront prendre toute leur valeur.

DEUXIEME PARTIE : ETUDES PALEOMAGNETIQUES SUR LE MASSIF ARMORICAIN.

Le développement de mon sujet de recherche m'a amené à conduire un certain nombre d'études paléomagnétiques sur des formations paléozoiques du Massif Armoricain, que j'ai rassemblées dans cette deuxième partie. La plupart ont fait l'objet de publications, ou sont en voie de l'être. Cette partie est donc constituée de photocopies de ces articles. Elle se termine par une compilation de l'ensemble des données paléomagnétiques publiées à l'heure actuelle pour le Massif Armoricain.

Les formations étudiées couvrent l'ensemble de l'ère Paléozoique, du Cambrien Inférieur (série rouge de Carteret, appendice 7) au Carbonifère (dolérites de St Malo, appendice 12). D'un point de vue géographique, le massif est également représenté d'Est en Ouest (de Montmartin à Crozon) et du Nord au Sud (de Carteret à Thouars). Cependant, il y a encore quelques lacunes à combler, ainsi que je le mentionne dans la compilation qui clôt ce chapitre. Bien que ces données permettent de se faire une image assez précise de l'évolution paléogéographique du Massif Armoricain, il reste donc encore des études complémentaires à mener, en particulier sur la période Silurien-Dévonien. Le manque de formations utilisables est seul responsable de cette lacune. L'installation d'un magnétomètre cryogénique au laboratoire devrait permettre de la combler en partie, par l'étude des formations calcaires dévoniennes du Massif Armoricain.

Geophys. J. R. astr. Soc. (1982) 69, 573–578

Letter to the editors

Comment on 'A palaeomagnetic study of Cambrian red beds from Carteret, Normandy, France' by W. A. Morris

H. Perroud and N. Bonhommet *Laboratoire de Géophysique Interne, CAESS (CNRS), Université de Rennes, 35042 – Rennes Cédex, France*

M. Robardet *Laboratoire de Stratigraphie, CAESS (CNRS), Université de Rennes, 35042 – Rennes Cédex, France*

Received 1981 September 25

Conclusions of 'A palaeomagnetic study of Cambrian red beds from Carteret, Normandy, France' (Morris 1980) have already been reviewed by Van der Voo & Morris (1982). These two authors corrected some errors which occurred in the original publication and concluded that the two pole positions obtained from these Cambrian sediments 'match very convincingly the apparent polar wander path for the Eocambrian and Cambrian constructed for the Armorican Massif of France by Hagstrum, Van der Voo, Auvray & Bonhommet (1980)'.

As it has already been stressed by Van der Voo & Morris, an Ordovician age of the *A* magnetization postdating a Middle to Upper Cambrian folding cannot be accepted. Research carried out in the northern part of the Armorican Massif has demonstrated that all the Palaeozoic structural deformations took place at the end of Palaeozoic times, the earliest ones being of Upper Devonian to Lower Carboniferous age (i.e. the so-called Bretonic phase). In Normandy the Lower Ordovician (Arenig) transgression (Grès armoricain Formation) follows a stratigraphical gap ('lacune normande') as the sedimentation stopped in the Cotentin peninsula during Cambrian times but no structural event of Cambrian age has ever been demonstrated (Doré 1972; Robardet 1973). In addition to this statement, we consider that a careful study of the original arguments of Morris (1980) reveals numerous other problems concerning the geology of the investigated area, the interpretation of alternating field, thermal and chemical demagnetization results, the proposed ($A \rightarrow B$) sequence of remanence acquisition and the age of the shallow *B* component which we interpret as a Hercynian remagnetization.

1 Geology

1.1 STRATIGRAPHY

Minor inaccuracies may be pointed out such as the precise stratigraphical position of the hyolitids and sponge spicules which are not known from the red beds at Dennemont Quarry as stated by Morris (1980, p. 578) but from the underlying argillaceous sandstones with calcareous nodules (Doré 1963). Moreover these red beds are only 50 m thick whereas the simplified lithological column drawn by Morris (Fig. 1, p. 580) after Doré (1972) (this

paper being omitted in Morris' references) shows these beds as being 500 m thick. Much more important are the correlations proposed by Morris between the Cambrian successions at Carteret and le Rozel. He considers (p. 578) that 'the Pointe du Rozel strata are stratigraphically higher than the Dennemont Quarry section'. As a matter of fact, both successions correspond to the same sedimentary cycle of Lower Cambrian age but precise correlations between the two are impossible owing to the lack of fossils at le Rozel and to the monotonous lithology in this locality where different lithological units cannot be distinguished as they are at Carteret (cf. Doré 1972). Considering the southern limb of the Siouville syncline where several hundred metres of Cambrian sediments are overlying the Pointe de Rozel strata (the sample location at le Rozel being incorrectly placed too high in the sequence by Morris (Fig. 1)) it could well be argued that these strata are older than those at Carteret. Any argumentation based on an hypothetical correlation between the two sequences (cf. Morris p. 581) would remain highly questionable.

1.2 STRUCTURE

The two sampled localities of le Rozel and Carteret are located in two different structural units, namely the Siouville syncline and the Les Moitiers-d'Allonne anticline. The structural relations between these two ENE–WSW trending units might not be as simple as it could be supposed, due to the occurrence of major faults between them.

Moreover, the Cambrian strata cropping out at Carteret along the coast (cape and beach of Carteret) and in Dennemont Quarry have an anomalous almost N–S trend (N 330° to 340° with 20° to the ENE dip; cf. Table 1) as already emphasized by Doré (1963, p. 724). The dip corrections made by Morris who read Doré's (1963) paper (see Morris references) show that he used wrong data, trend and dip having been confused. The N–S trend of Carteret strata in the ENE–WSW (N 60°) trending Les Moitiers-d'Allonne anticline make them appear as an anomaly and one can wonder how to restitute their primary structure.

Table 1. Mean-site magnetization direction for the two components *A* and *B* before (IS) and after (DC) tilt correction.

		A				*B*				Structural position	
		IS		DC		IS		DC			
		D	*I*	*D*	*I*	*D*	*I*	*D*	*I*	Strike	Dip
Carteret	4	261	69	292	81						
	3	261	62	278	74						
	8	258	78	5	86						
	7	240	73	240	87						
	2	272	68	307	78	204	32	197	43		
	1					213	30	208	42		
	5	281	78	2	81	237	28	236	42		
	6	298	75	355	76	209	18	206	30		
	Mean	266	72.5	316	82	216	28	211	40	330	14
		$k = 105$		$k = 105$		$k = 32$		$k = 33$		$k = 1255$	
		$\alpha = 6°$		$\alpha = 6°$		$\alpha = 14°$		$\alpha = 14°$		$\alpha = 1.5, N = 9$	
Rozel	9					203	07	205	4	196	23
	10	226	83	285	54	205	−5	202	−4	206	33
	11	174	64	231	64	200	−2	199	0	203	26
	Mean	185	75	262	62	203	0	202	0		
		$k = 26$		$k = 16$		$k = 145$		$k = 263$			
						$\alpha = 7°$		$\alpha = 6°$			

1.3 METAMORPHISM

The granite massif of Flamanville, which intruded the southern part of the Siouville syncline during the Carboniferous is located close to (4 km) and north of le Rozel. This batholith caused a thermometamorphic aureol to form in the Palaeozoic formations which include Cambrian strata immediately to the north of le Rozel. In the Pointe du Rozel several basic dykes are known which might be associated with the granitic magmatism, as well as a micro-granitic dyke a few tens of metres from sites 9 and 11 sampled by Morris which is identical to those crossing the granite massif at Flamanville. All this clearly shows that the Rozel Cambrian strata are located in the influence area of the granite massif which was studied palaeomagnetically some years ago (Van der Voo & Klootwijk 1972). It would consequently be most unlikely to find at le Rozel a main remanence direction ('FB') which (according to Morris, p. 587) 'definitely predates folding' and 'probably dates from the initial depositional event'.

2 NRM behaviour upon cleaning

Behaviour during af treatment as illustrated in Morris (fig. 2, p. 580) may seem very surprising for red beds where haematite pigment is the main carrier of remanence. For the three sites (2, 6, 10) which show the most significant variation after af (tables 1 and 2 in Morris's paper, pp. 579–581), Fig. 1 shows plots of mean site directions given by Morris before and after cleaning without tilt correction. The evolution of vectors towards shallow inclinations is clearly due to the elimination of a recent component as great circles of magnetization are very close to the present direction of the magnetic field at Carteret. At site 10 this component was dominant as only 10 per cent of magnetization remains after treatment (Morris, p. 581). It would be unusual to find that af demagnetization of red beds could discriminate between two ancient components; as tilt corrections were made with incorrect field data (see above) Morris' fig. 2 (p. 508) cannot be used to show the trend towards shallow inclination as evidence for a primary B component and the sequence of acquisition to be $B \rightarrow A$.

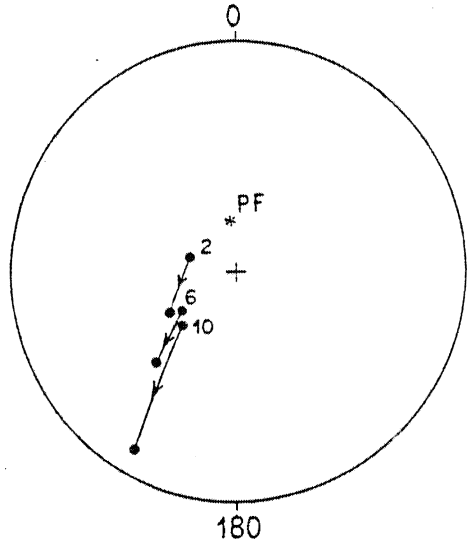


Figure 1. Evolution of NRM site means (sites, 2 6 and 10) during af treatment (*in situ* directions). PF is the present field at Carteret.

Following af demagnetization, heating of the same speciment does not lead to variation of direction but as stated by Morris (p. 583): 'further thermal treatment produced a shift towards steep inclinations. Acid treatment was then commenced and this was associated with a marked increase of remanence intensity ...'. The examples given by Morris (fig. 4a, b) clearly show that a steep component appeared at high temperatures; it seems wise not to use data given by leaching because of the strange increase in the intensity (was it done in zero field?) contrary to Morris' interpretation of a contamination due to heating. Acid leaching was then used with success after af on some specimens to separate the shallow component B. Our experience with red beds (Perroud 1980) is that the components may not necessarily appear in the same order with acid leaching as with thermal demagnetization.

In conclusion, from cleaning experiments made by Morris, af demagnetization shows a recent component (present Earth field) existing at least in sites 2, 6 and 10, which can be dominant (site 10); component A with steep inclination corresponds to high blocking temperatures and a component B with shallow inclination exists which is more easily isolated with af demagnetization followed by acid leaching as shown by Morris.

3 Sequence of remanence acquisition

The $B \rightarrow A$ sequence (shallow to steep) proposed by Morris is based on three types of argument. (1) The evolution during af: we have seen that it is due to the existence of a soft component acquired in the present Earth field. Evidence from thermal treatment would be in favour of the reverse order as A corresponds to high blocking temperatures. (2) A fold test on the two sites of Carteret and Rozel: this test is not significant as tilt correction was made using incorrect data. Moreover Carteret and Rozel do not belong to the same tectonic unit (see geology). (3) Petrology: the photographs (plate 1 in Morris's paper) show in fact a variable haematite content which corresponds simply to different facies and colours. Our own field observations would suggest a secondary origin for the pigment at le Rozel where red spots are crossing the stratification.

Contrary to Morris' proposition, we consider that correct sequence is $A \rightarrow B$ because of the following arguments. (1) Using Morris' data we find (Table 1) that component A at Carteret without tilt correction is different from all post-Hercynian directions and therefore must be pre-Carboniferous which means that a tilt correction is necessary; our own structural directions lead to $D = 316°$, $I = +82°$, $\alpha_{95} = 6°$. But we do not make any fold test with the data from Rozel, because we do not feel that it is justified. (Morris' data are not given in the paper but can be recovered by plotting on a stereonet nrm directions before and after tilt correction as given by Morris in table 1, p. 583.) (2) Component B at Rozel is the same before and after tilt correction; since the magnetization is close to the strike, a fold test between Rozel sites is not significant, see Table 1. (3) The direction $D = 203$, $I = 0$ is a very common Hercynian direction in the Armorican Massif (for example, the Hercynian granites of Flamanville, (Van der Voo & Klootwijk 1972), and of Ploumanach (Duff 1979). Therefore, noting that le Rozel is close to Flamanville (see Section1) it is wise to regard the B direction as Carboniferous and not as Lower Cambrian.

Directions given in Table 1 for the A component at le Rozel (site 11) and the B component at Carteret (sites 1, 2, 5 and 6) are interpreted as vectorial sums of A and B which have not been separated by the demagnetization treatments. Fig. 2 shows that, after tilt correction these directions are close to the great circle A–B, a result of the pretectonic nature of A, and the invariance of B with tilt correction. The A component in site 10 (Table 1) is probably the result of a B component superposed on a recent component; because of the low coercivities involved it would be surprising to find a third direction of Cambrian age.

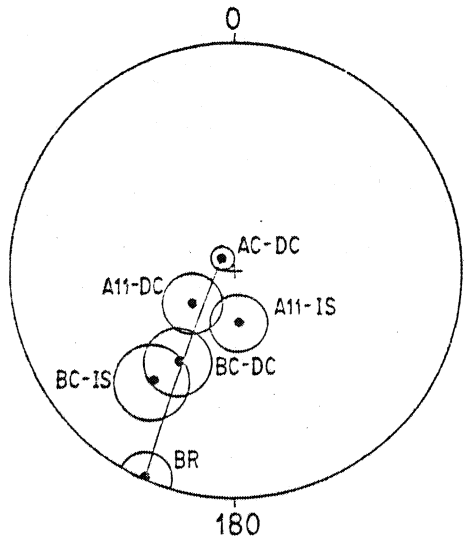


Figure 2. Site mean directions with their circle of confidence. *A*, *B* are the names of the components in Morris' paper. C is for Carteret, R for le Rozel. 11 is for site 11, IS and DC states for *in situ* or dip corrected, respectively.

We therefore interpret *A* as contemporaneous with deposition or diagenesis and *B* as a remagnetization during Hercynian times.

4 Conclusions and palaeomagnetic poles

Using Morris' data we propose an interpretation which differs from those published by Morris, and Van der Voo & Morris, as we consider the sequence of remanence acquisition to be $A \rightarrow B$ (steep to shallow) and not $B \rightarrow A$. We show the *B* component at le Rozel to be secondary and Carboniferous, contemporaneous of the local intrusion of the Flamanville (300 Myr) granite; the pole position located at 341°E, 37°S (BR in Fig. 3) fits well with other

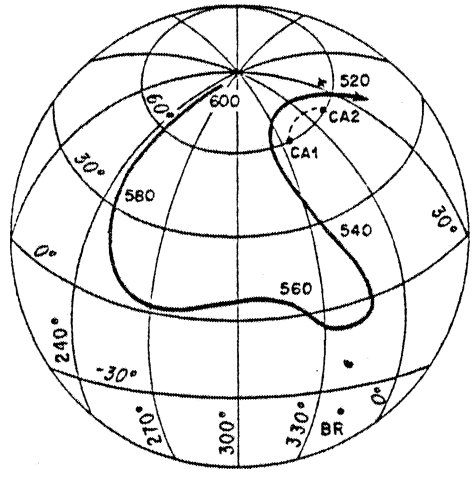


Figure 3. Pole positions BR (component *B*, le Rozel), CA1 and CA2 (component *A*, Carteret, see text) compared with the Eocambrian–Cambrian APWP for the Armorican Massif (Hagstrum *et al.* 1980).

Carboniferous poles from the Armorican Massif. We argue that the *A* component at Carteret is primary; the corresponding pole position (CA1 in Fig. 3) is located at 59°N, 331°E, which is very close to Duff results on the Cambrian Jersey volcanics (522 Myr in Duff 1980) and is in good agreement with APWP of the Armorican Massif (Hagstrum *et al.* 1980) For Eocambrian–Cambrian times which is not the case with our pole BR.

To regard the CA pole as definitive it would be necessary to take into account the anomalous structural position of Carteret in the Moitiers-d'Allonne anticline (Doré 1963; Robardet 1970) which may have a tectonic origin. A simple correction (a rotation of 80°) has therefore been applied; but because of the very steep inclination, the palaeopole is very close to the site and even after a large rotation the new position (CA2 in Fig. 3) is not very different. However the study of sites consistent with the main structural direction would be necessary to discriminate between the two alternative pole positions.

Acknowledgments

We thank Dr R. Van der Voo for his communication in 1980 December of the manuscript (Van der Voo & Morris 1982) about a first re-evaluation of the data given by Morris in the original paper (Morris 1980).

References

Doré, F., 1963. Age et position des calcaires de Saint-Jean-de-la-Rivière dans le Cambrien des Moitiers d'Allonne (Manche), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, 722–729.

Doré, F., 1972. La transgression majeure du Paléozoique inférieur dans le Nord-Est du Massif Armoricain, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 14, 79–93.

Duff, B. A., 1979. The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician red beds, the Erquy Spilite Series and the Trégastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59, 345–365.

Duff, B. A., 1980. The palaeomagnetism of Jersey volcanics and dykes, and the Lower Palaezoic apparent polar wander path for Europe, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 60, 355–375.

Hagstrum, J. T., Van der Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1980. Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 61, 489–517.

Morris, W. A., 1980. A palaeomagnetic study of Cambrian red beds from Carteret, Normandy, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, 577–590.

Perroud, H., 1980. Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc Ibéro-Armoricain, *thèse 3ème cycle*, University of Rennes, and *Bull. Soc. geol. Minér. Bretagne*, 14, 1–100, 1982.

Robardet, M., 1970. Directions caledonienne et armoricaine dans l'anticlinal des Moitiers d'Allone (Manche), *Bull. Soc. linn. Normandie*, 101, 36–44.

Robardet, M., 1973. Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoique, *thèse*, University of Paris, and *Mém. Soc geol. Minér. Bretagne*, 20, 1981.

Van der Voo, R. & Klootwijk, C. T., 1972. Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility. *Geologie Mijnb.*, 51, 609–617.

Van der Voo, R. & Morris, W. A., 1982. A short note on early Cambrian palaeomagnetism from Normandy, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68, 269–271.

Appendice 8

Geophys. J. R. astr. Soc. (1983) 72, 307–319

Palaeomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France)

H. Perroud and N. Bonhommet *Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, LP 466 of CNRS, Laboratoire de Géophysique Interne, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes-Cédex, France*

R. Van der Voo *Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan 48109, USA*

Received 1982 April 20; in original form 1982 February 8

Summary. In order to obtain a Lower Palaeozoic pole for the Armorican Massif and to test the origin of the Ibero-Armorican arc, the Ordovician dolerites of the Crozon peninsula have been palaeomagnetically studied. The samples show a multicomponent magnetization which has been revealed by AF and thermal demagnetization and thoroughly investigated with rock magnetic experiments, polished section examinations and K/Ar dating. Four groups of directions have been recognized, often superimposed on each other in an individual sample. One component (D) has always the lowest blocking temperatures and coercivities and is considered to be of viscous origin, acquired recently *in situ* or in the laboratory during storage. Two components (A and B) are interpreted to be of secondary origin and to correspond to the observed K/Ar age distribution between 300 and 190 Myr. These ages represent the time interval between two regional thermo-tectonic events, associated with the Hercynian orogeny and the intrusion of dykes related to the early opening of the Central Atlantic Ocean and the Bay of Biscay. A fourth component (C) could be of Ordovician or younger Palaeozoic age; it is not clear whether the age of the magnetization is pre- or post-folding, but a pre-folding age would yield a direction of magnetization similar to Ordovician results from the Iberian peninsula. The latter interpretation suggests a fairly high palaeolatitude, which is in agreement with a glacio-marine postulated for sediments overlying the dolerite sills.

Introduction

The Palaeozoic history of the Hercynian chain in Western Europe is still unclear and many geologists have proposed models of tectonic evolution for this orogeny, each quite different from the others. This chain exhibits features such as large widths, a great volume of syntectonic granites, an absence of ophiolitic series, presence of very marked shear zones, low-

or intermediate-pressure regional metamorphism and no clear tectonic characteristics of either a collisional or subduction type orogeny. Palaeomagnetic studies have begun in the Armorican Massif to study the pre-Hercynian history of Brittany in terms of movements of continental land masses, in the geodynamic context of the evolution of the major plates involved in the Hercynian orogeny. Thus, data have been obtained for the Eocambrian–Cambrian (Duff 1979, 1980; Hagstrum *et al.* 1980) and the Upper Devonian to Lower Carboniferous (Jones 1978; Jones, Van der Voo & Bonhommet 1979; Duff 1979; Van der Voo & Klootwijk 1972). Other studies are in progress at the Universities of Michigan and Rennes, but so far none have resulted in reliable palaeopoles for the Ordovician period. This is one of the reasons we sampled Ordovician volcanics in the Crozon peninsula. The second reason which led us to work there is its particular location in the Ibero-Armorican arc (Fig. 1a), a large-scale geological structure connecting the Hercynian massifs of Brittany and Spain across the Bay of Biscay, formed of large nested curved units. Stratigraphic studies, in particular, show excellent correlation between the Crozon and Buçaco synclines (Fig. 1a), where the Ordovician successions (Fig. 1b) can be well identified (Henry *et al.* 1974; Hamoumi, Le Ribault & Pelhote 1981). Some authors interpret this in palaeogeographic reconstructions as a proof that the two locations were in Ordovician time very near to one another, suggesting a quite different shape for the arc for pre-deformation times (Paris & Robardet 1977).

Therefore, a comparative palaeomagnetic study of the contemporaneous Ordovician volcanism in Crozon and Buçaco would enable us to test the role of the deformation in the present arc. We will present here the results obtained in the Crozon area, which forms part of a joint project of our two laboratories. A more detailed account of the work on the Palaeozoic origin of the Ibero-Armorican arc, including various locations, ages and rock-types, has been given in a thesis (Perroud 1980). Earlier, related conclusions for the origin of the arc have already been published (Perroud & Bonhommet 1981).

Sampling and laboratory techniques

The Ordovician volcanism appears in the Crozon peninsula in two associated forms: large dolerite sills, interstratified in the sedimentary sequence (Fig. 1b and c) and a volcanic complex of the 'Pointe de Lostmarc'h' with an association of volcanic breccias, tuffs, pillow lavas and flows (Formation des Tuffs et calcaires de Rosan) palaeontologically dated as Upper Ordovician. This common Upper Ordovician age of the sills and the volcanics is based upon a cogenetic magmatism and the geometry of the intrusions. Because of difficult access to the outcrops, as well as fracturation and uncertainty about the structural position, the sampling has been concentrated on the dolerite sills; however, preliminary results obtained on hand samples of the pillow lavas have not shown other directions of magnetization than the ones reported here. Ninety-nine samples from 14 sites (Fig. 1c) have been drilled in the field, and oriented with magnetic and sun compasses, weather permitting, or by sighting on a far sea-mark (lighthouse, islands). Orientation errors are considered to be about $\pm 2^{\circ}$ (Jones 1978).

The dolerite sills have been affected by Hercynian deformation, the first phase of which is the Bretonic phase (Visean). For the tilt correction, the stratification plane has been measured for the adjacent beds.

Natural remanent magnetization (NRM) measurements were made with a digitial Schonstedt DSM-1 spinner. Alternating field (AF) demagnetizations were performed with a Schonstedt GSD-1 apparatus. The residual field in the shield is less than 10 nT; the generating signal is being monitored with an oscilloscope during the procedure. Thermal demagnetizations were done in a non-magnetic furnace (Schonstedt TSD-1) where the cooling takes

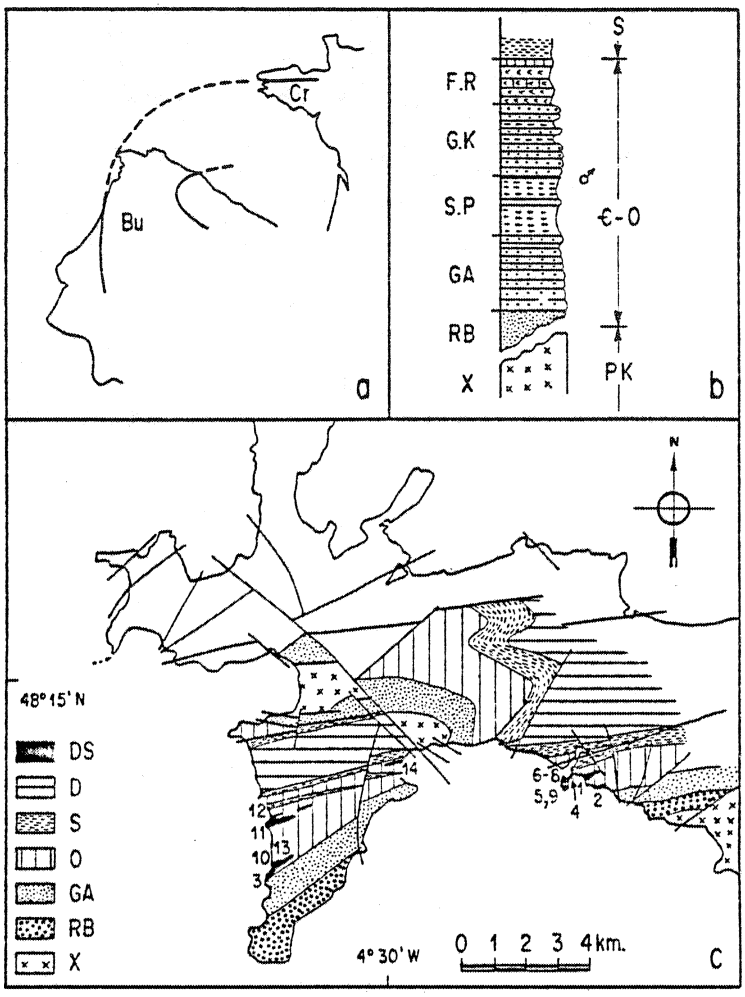


Figure 1. Geographical and stratigraphical framework of this study. (a) Geographical sketch of the Ibero-Armorican arc in a Permian configuration (Lefort 1980). Cr = Crozon, Bu = Buçaco. (b) Schematic stratigraphical sequence for late Precambrian (X = Brioverian) and early Palaeozoic times at Crozon; C = Cambrian, RB = red beds, GA = Grès Armoricain (early Ordovician), SP = Schistes de Postolonnec, GK = Grès de Kermeur, FR = Formation des Tufs et calcaires de Rosan, O = Ordovician, S = Silurian, D = Devonian, DS = dolerite sills. (c) Schematic geological map of the Crozon sampling area (after Barrière *et al.* 1975) with sampling sites.

place in a zero field chamber with the residual field also lower than 10 nT. Thermomagnetic experiments were also done, with Digico high- and low-temperature units.

Results

OPAQUE PETROLOGY AND K/AR DATES

Optical examination of thin sections (transmitted light) and polished sections (reflected light) reveal a titano-magnetite mineralogy. The opaque magnetic minerals are of large size (up to 1 mm), although often needle-shaped. Exsolution has resulted in relic ilmenite lamellae while the magnetite has generally been altered to non-opaque phases at intermediate

temperatures. A very advanced altered state of the original titanomagnetites is typical of these samples and makes the magnetic mineralogy complex.

There are no metamorphic minerals, and no structures related to the deformation can be found. But we must mention that there are no possible indicators of eventual reheating to temperatures lower than 300°C in such rocks.

K/Ar dating has been carried out on the freshest samples (measurements by J. Macé and Y. Leblanc at Rennes) and the results are given in Table 1. Individual ages are distributed between 190 and 300 Myr, irrespective of whether the samples came from the same site or not (see the four samples from site 1 in Table 1). Contamination effects from the edges of the sills cannot explain this dispersion, since sampling near the contact of the sills was avoided. On the other hand, the end members of this age distribution correspond to the ages of two major thermal events in the area (Hercynian general resetting at 300 Myr and late Triassic intrusion of dykes at 190 Myr). Thus, the dispersion could be due to a complex thermal history, which will certainly have had effects on the palaeomagnetic record (York 1978).

NRM RESULTS

The viscosity test (Thellier & Thellier 1959) has been applied to all specimens that have been sawed from the cores. Generally, specimens from the same core give identical results, but that was not the case for 20 per cent of the samples. This was the first suggestion of the complexity and sometimes the instability of the magnetization in these rocks. Intensities and the results of the laboratory (8 day) viscosity experiments are plotted in Fig. 2. Intensities show a good log-normal distribution, but with a large standard deviation about the very low mean value for such volcanic rocks ($\sim 10^{-3}$ A m^{-1}). Viscosities are rather high since only 30 per cent of the samples give a viscosity coefficient lower than 10 per cent. This means that we can anticipate soft components in the demagnetization procedures, which would be parallel to the laboratory field in sample coordinates (samples are kept oriented in this field between experiments). NRM directions are generally somewhat scattered within a site, but the mean directions are quite coherent from site to site. We will return to the directions after a discussion of the demagnetizations since effects of the present-day field may not have been completely removed by the viscosity experiments (Prévot 1975). Two sites (6 and 12), giving

Table 1. Results of the K/Ar dating measurements (by J. Macé and Y. Leblanc) for the Crozon dolerites.

Site	Sample	% K (Weight)	Weight (g)	$^{40}Ar^*$ (cm^3/g)	% Ar atmospheric	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{40}K/^{36}Ar$	$^{40}Ar^*/^{40}K$	Age (Myr)
1	78C04	0.366	0.79865	$4.71\ 10^{-6}$	28	1055	39550	0.019	304
1	78C09	0.273	0.55067	$2.46\ 10^{-6}$	32	915	45950	0.013	218
1	78C07	0.455	0.70556	$4.91\ 10^{-6}$	8.7	3410	192920	0.016	260
1	78C01	0.655	0.52036	$8.45\ 10^{-6}$	11.8	2500	114600	0.019	305
3	78C21	0.648	0.51753	$5.365\ 10^{-6}$	9	3290	241840	0.0124	201
3	78C20	0.317	0.85362	$2.49\ 10^{-6}$	24.4	1210	77760	0.0118	192
8	78C52b	0.443	0.69940	$5.41\ 10^{-6}$	21.1	1400	60365	0.0183	290
11	78C81b	0.406	0.80950	$4.11\ 10^{-6}$	28.4	1040	49310	0.0151	243
11	78C77b	0.445	0.80470	$4.27\ 10^{-6}$	17.1	1725	99550	0.0144	232
9	78C59a	0.360	0.70620	$4.75\ 10^{-6}$	14.6	2020	87540	0,0197	310
14	78C94b	0,360	0,81220	$4.33\ 10^{-6}$	15.5	1910	89930	0,0180	285

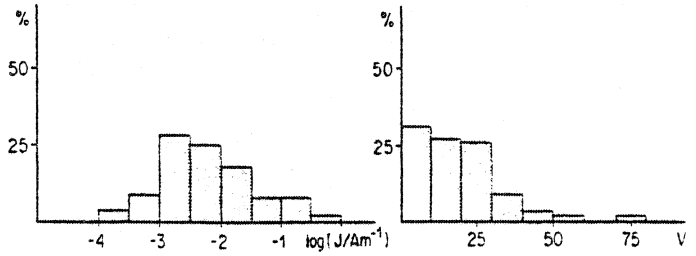


Figure 2. Frequency plots of the intensity of the NRM (left) and viscosity coefficients (see text) of the dolerites of Crozon (right).

only present-day field directions *in situ* and exhibiting clear evidence of oxidations (anomalous reddening, extensive alteration) have been rejected.

DEMAGNETIZATIONS

As a first step, pilot samples (about four for each site) were demagnetized progressively with increments lower than 10 mT in alternating fields and in steps of 50°C thermally. The observed behaviour led us to treat all other samples with alternating fields in four steps only (0, 20, 40 and 60 mT). Some AF and thermal demagnetization plots are shown in Figs 3 and 4. They illustrate the different behaviour exhibited by the samples. We can deduce several major features from these diagrams.

Some samples are not stable at any AF value, showing an erratic behaviour from step to step. No direction can be deduced (see for example 78C49 in Fig. 3). Nineteen specimens of the 76 treated have been rejected for this reason. Likewise, thermal demagnetization of a few specimens (four out of 25) does not allow us to distinguish any stable component, and the corresponding measurements have not been used.

A soft component is removed in AF demagnetization below 20 mT and in temperatures between 20° and 400°C. This component, in sample coordinates, is generally steep to very steep and downwards, corresponding to the present-day laboratory field. Moreover, the magnitude of this component is compatible with the 8 day viscosity coefficient: 38 per cent for sample 78C47, showing (Fig. 3) a large soft component, and 3 per cent for sample 78C87, for which this component does not appear. This component is, therefore, interpreted as a Viscous Remanent Magnetization (VRM), easily removed in AF demagnetization.

For high alternating field and temperature values, parasitic magnetizations (ARM?) or mineralogical changes (observed as a distinct brownish colour or the samples above 500°C) provoke anomalous behaviour (see samples 78C56 in Fig. 3 and 78C75 in Fig. 4). Hence, we could not determine any high-field or high-temperature magnetizations and we often had to terminate the demagnetization procedure at intermediate values of peak field or temperature.

Between 20 and 50 mT or 400° and 550°C, we could isolate one, sometimes two, directions of magnetization for the majority of samples, but generally demagnetization trajectories do not go to the origin. This means that the samples have at least two distinct magnetizations: the directions we were able to determine could correspond to discrete components or to vector sums. Since the spectra do not seem to be distinct, we cannot exclude the latter.

A few samples with high-intensity NRMs show a quite different behaviour, with a very fast decrease of the magnetization towards the origin (e.g. 78C87 in Fig. 3). Such behaviour is classically attributed to secondary Isothermal Remanent Magnetizations (IRM), for instance as a result of lightning.

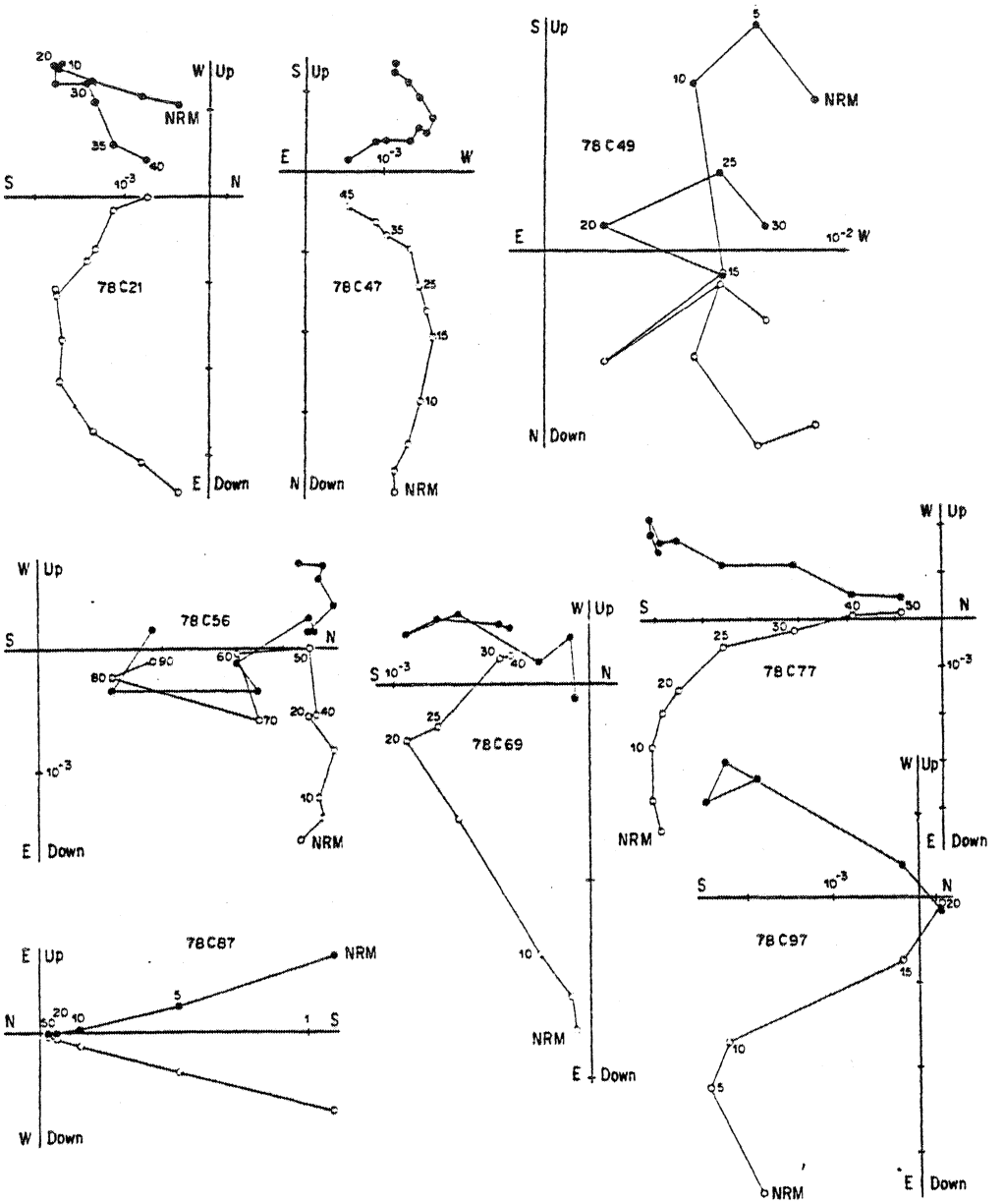


Figure 3. Demagnetization diagrams (Zijderveld 1967) for alternating field treatment. Intensity along the axes is in A m^{-1}. Solid circles represent projections on to the horizontal plane, and open circles those on the vertical plane. The plots are in *in situ* coordinates (without tilt correction).

ROCK MAGNETISM

In contrast to the complex demagnetization diagrams, rock magnetic experiments give a simple picture of the magnetic mineralogy. IRM acquisition curves (Fig. 5a) are typical of magnetite, with saturation reached around 0.2 T, and coercivity spectra mainly compressed into fields lower than 0.1 T. Likewise, low-temperature treatment (cooling to liquid-air temperature of an IRM acquired at room temperature) very clearly reveals a magnetite

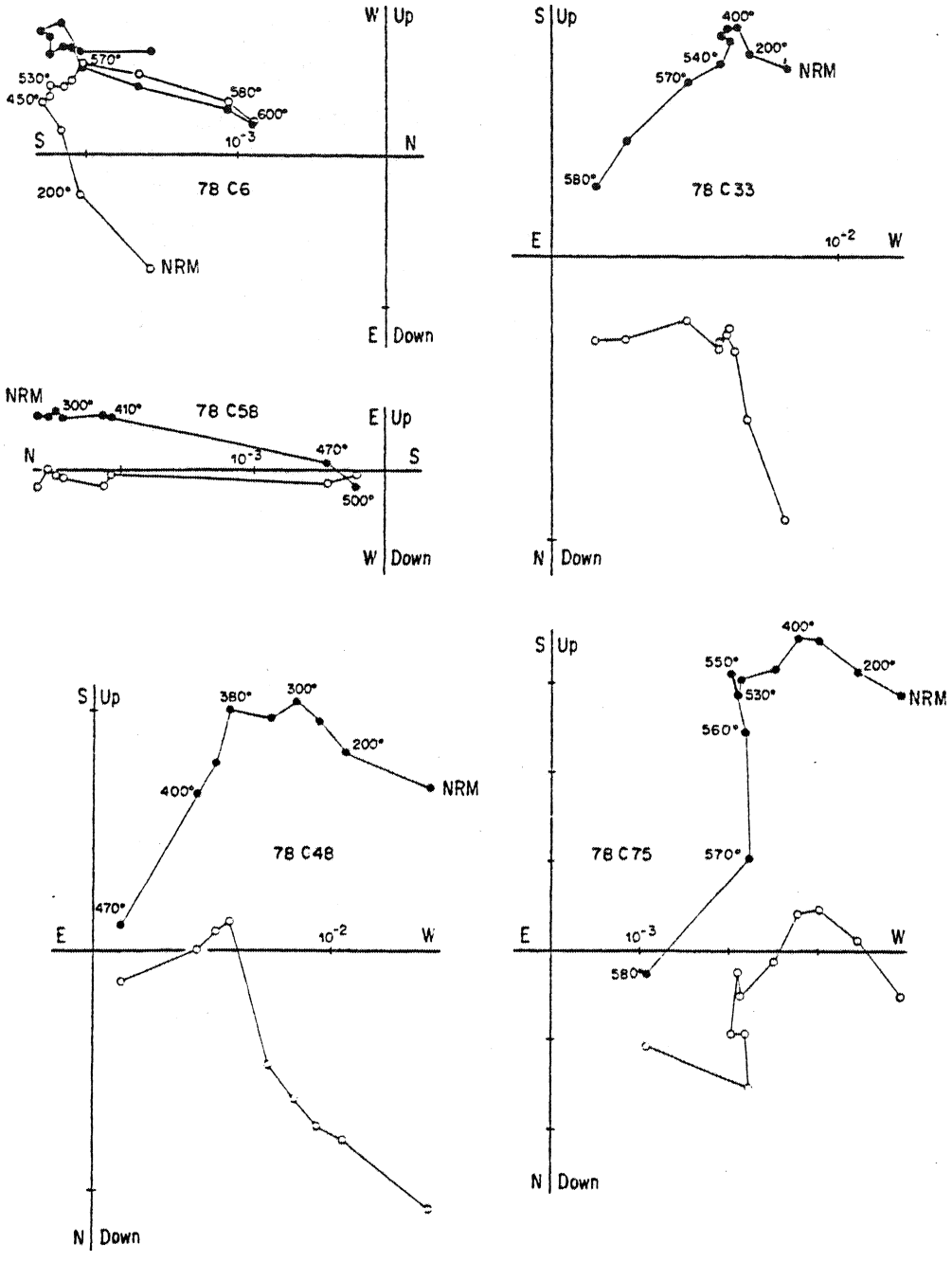


Figure 4. Demagnetization diagrams (as in Fig. 3) of thermally treated samples.

transition around – 160°C (Fig. 5b). There is no indication of possible other magnetic phases carrying a significant remanence. While opaque mineralogy studies have indicated the presence of some secondary magnetic minerals, the complex magnetization is likely to be carried by a single magnetic phase. The causes of this complexity are therefore to be searched in the history of the rocks rather than in a complex initial magnetic mineralogy.

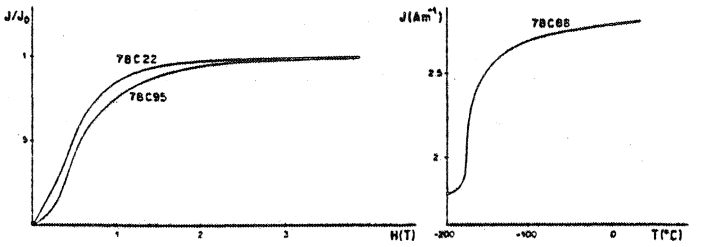


Figure 5. (a) Normalized intensity of Isothermal Remanent Magnetization versus applied field (in tesla). (b) Low temperature behaviour of Isothermal Remanent Magnetization, acquired at room temperature, showing a transition typical for magnetite. Intensity is in A m^{-1}.

Discussion of the results

Seventy samples (out of 99) give interpretable demagnetization diagrams; 80 directions have been identified, which are all different from possible recent viscous remanent directions. As we noted earlier, these data could correspond either to single components or to vectorial sums.

Two sites (9 and 14) exhibit an original coherent magnetization, well-grouped within and between the two sites, and do not show any other component (except for one sample of site 14). This direction is labelled as component C in Table 2 and has been plotted in Fig. 6(c). The mean direction computed from the 12 samples of these sites 9 and 14 and three samples from other sites, which are all north-westerly and shallow upwards, is $D = 351°$, $I = -8°$, $k = 25$, $\alpha_{95} = 7.7°$ without tilt correction, and $D = 356°$, $I = -64°$,

Table 2. Summary of site-mean and group-mean palaeomagnetic directions.

	A-component				B-component				C-component				Strike and dip
Site	Decl./incl. before T.C.	Decl./incl. after T.C.	N	k	Decl./incl. before T.C.	Decl./incl. after T.C.	N	k	Decl./incl. before T.C.	Decl./incl. after T.C.	N	k	
1	202/-12	209/+36	4	25	217/+38	281/+55	2	130	352/+13	352/-42	1	-	263/55
2	198/-17	202/+33	2	7	229/+25	267/+41	2	75	343/- 5	334/-59	1	-	263/55
3	196/- 8	202/+24	4	14	211/+39	257/+42	4	18					239/49
4					223/+20	258/+44	6	31					263/55
5					224/+25	265/+45	2	18					263/55
7	220/-18	221/+21	2	21	244/+38	289/+34	2	118					263/55
8	223/-14	226/+22	4	8	241/+43	294/+38	1	-	5/+ 3	12/-50	1	-	263/55
9									351/- 9	349/-64	7	20	263/55
10	215/-15	211/+ 6	1	-	198/+34	244/+50	4	14					239/49
11	206/-20	202/+ 8	3	7	200/+12	220/+35	7	42					239/49
13					198/+12	219/+37	5	42					239/49
14					212/+25	254/+41	1	-	348/-14	12/-70	5	42	246/59
All samp.	207/-14		20	13	212/+25		36	15	351/- 8		15	25	
		210/+24	20	11		247/+44	36	13		356/-64	15	24	
α_{95}	9.5	10.1			6.4	6.9			7.7	8.0			
All sites	209/-15		7	52	217/+29		11	21	352/- 3		5	37	
		211/+22	7	31		259/+45	11	18		355/-58	5	34	
α_{95}	8.4	10.9			10.1	11.2			8.0	8.2			
Palaeo-pole	43N, 137E	25N, 142E	20		23N, 142E	5S, 119E	36		37N, 187E	3S, 178E	15		

Notes:

TC denotes tectonic correction, N is the number of statistical entries (directions of samples, or sites) used in the statistical analysis, k is the precision parameter and α_{95} is the semi-angle of the cone of confidence of 95 per cent probability (McElhinny 1973). Strike and dip denote the bedding attitude measured at adjacent sedimentary strata at the site.

after tilt correction. The corresponding palaeopoles are located at 37°N, 187°E, and 3°S, 178°E, respectively. It cannot be decided, in the absence of a conclusive fold test, which of these palaeopoles is preferable. Consequently, the age of the magnetization could range from primary (Ordovician) to post-folding. In view of the European apparent polar wander path (Westphal 1976; French 1976), a post-Carboniferous age is very unlikely. It must be noted, however, that whenever the C magnetization coexists with another component (A, B or viscous) in an individual sample, it has the higher blocking temperatures or coercivities. Although no proof by itself, this argues for an interpretation in which the C magnetization is the oldest in our samples. If true, and assuming a pre-folding age of the magnetization, the palaeopole at 3°S, 178°E implies a moderate to fairly high palaeolatitude. This in turn would agree very well with a glacio-marine origin postulated for sediments overlying the dolerites in Crozon (Hamoumi *et al.* 1981). Other evidence for tillites in Normandy, France (Dangeard & Doré 1971; Doré & LeGall 1972) and the Iberian peninsula (Robardet 1980), as well as moderate to high palaeolatitudes found in palaeomagnetic studies of rocks in Great Britain (Piper 1979) and in Spain and Portugal (Perroud & Bonhommet 1981), as well as in western Africa (e.g. Scotese *et al.* 1979), all point to a common history of these areas during the Ordovician.

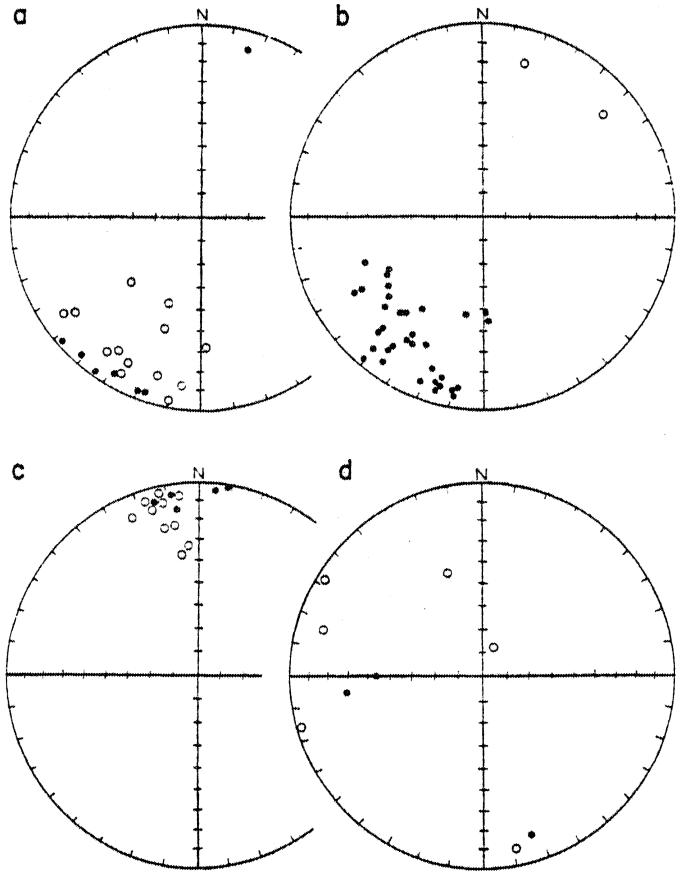


Figure 6. Equal-area projections of the directions obtained through vector analysis for samples from this study, plotted in *in situ* coordinates. (a) Group A directions. (b) Group B directions. (c) Group C directions. (d) Directions that are uninterpretable and do not belong to any other group. Open (solid) symbols represent projections on to the upper (lower) hemisphere.

All other directions have been plotted in Fig. 6(a, b, d). For clarity, the negative inclinations (mostly Group A in Fig. 6a) and positive inclination data (Group B) as well as nine random uninterpretable directions (Fig. 6d) have been plotted in separate equal-area projections, all in *in situ* coordinates. There are two ways in which to interpret the apparent distribution of the data of Groups A and B: either we have two distinct ages of ancient magnetizations or there is only one ancient component with the large scatter being an effect of recent viscous overprinting. In either case, some components do not fit the general repartition (Fig. 6d) and may be considered as parasitic or spurious magnetizations.

There are arguments in favour of either hypothesis for the distribution of directions of Groups A and B. The second hypothesis, in which this distribution is explained by a recent overprinting on an ancient south-westerly and up (?) direction, is supported by the fact that we often found evidence for viscous remanences aligned with the local present-day field (pdf). In some sites (7 and 8, for example), *in situ* directions can be considered to streak along a great circle between the Group A direction and the pdf. On the other hand, a strong argument for two ancient magnetizations exists in those demagnetization diagrams (Figs 3 and 4) where two well-defined directions can be isolated. In every case where both A and B magnetizations coexist, the B magnetization has higher blocking temperatures, whereas the coercivities are inconclusive: sometimes A is softer than B, other times B is the softer one (e.g. site 11).

Finally, the distribution of K/Ar dates between the ages of two regional thermo-tectonic events also favours the existence of two ancient components, because K/Ar systems are considered to have a dependence on temperature that is parallel to that of thermal remanent magnetizations (York 1978). Thus, we prefer the first assumption of two ancient magnetizations as a working hypothesis, but the possibility that the separation between the two components (A and B) is artificial will be kept in mind, as we analyse the directions in the next part of this section.

A component: this component (Fig. 6a) appears in seven sites, with two to four directions for each site and with moderate to low values of within-site k between 7 and 25 (Table 2). The Fisher statistics on the seven site-mean directions show a decrease of k from 52 to 31 upon tilt corrections (Table 2). Together with the K/Ar dates, and the similarity of these directions to the expected Permotriassic directions for Europe, this leads us to postulate a post-folding Permotriassic age for this component. The mean direction obtained from the 20 individual sample directions is $D = 207°$, $I = -14°$, $N = 20$, $k = 13$, $\alpha_{95} = 9.5°$. The corresponding palaeopole is situated at 43°S, 317°E, and falls on the apparent polar wander path for Europe (Fig. 7).

B component: this component (Fig. 6b) is the best represented one (36 directions from 11 sites). Within-site precision is high (k is generally > 20, see Table 2). Here as well, tilt corrections do not improve the statistical significance; this again is not surprising since the bedding attitudes for all the sites are fairly uniform. The similarity of the *in situ* mean direction to late Devonian and Carboniferous for Europe (Jones *et al.* 1979; Duff 1979) and the older K/Ar dates of 300 Myr lead us to suggest a possible Hercynian age for this component. Two possibilities remain: component B is a syntectonic magnetization or it is a pretectonic magnetization. The k values before and after tilt correction (15 and 13) do not allow us to distinguish between these two alternatives. The mean directions yield palaeopoles at 23°N, 142°E (without tilt correction) and 5°S, 119°E (after tilt correction). These poles labelled B and B′, respectively, have been plotted in Fig. 7 with the apparent polar wander path for Europe. Pole B is very close to the early Carboniferous poles of Europe, which is quite consistent with a syn- to late-tectonic acquisition of the magnetization. On the other hand, pole B′ does not fit the path for late Palaeozoic time, nor does it fit with early Palaeozoic poles determined so far for the Armorican Massif (Duff 1980; Hagstrum

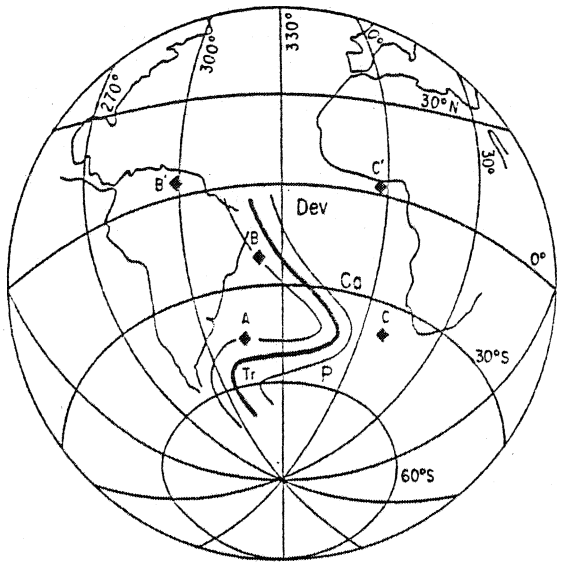


Figure 7. The apparent polar wander path for the late Palaeozoic and early Mesozoic for Europe (after Westphal 1976; French 1976; Duff 1980), with the palaeopoles obtained in this study. Dev = Devonian, Ca = Carboniferous, P = Permian and Tr = Triassic.

et al. 1980). Ordovician palaeopoles from other parts of the Ibero-Armorican arc (Perroud & Bonhommet 1981) are also quite different from pole B'. Finally, the K/Ar dates are limited towards the oldest ages at 300 Myr, which is the age of Hercynian thermo-tectonic events and of the syntectonic intrusion of granites in the Armorican Massif. For all these reasons, the syntectonic model is preferred, implying that the B component would have been acquired at a late stage of the deformation. Apparently, an orogenic setting is very favourable to a resetting of magnetizations. Hence, the assumption that two older magnetizations coexist in our rocks agrees with an association of the components with the oldest and youngest of the K/Ar ages, which in turn represent the two major regional thermal events.

Conclusions

Our palaeomagnetic study of the Ordovician dolerites of the Crozon peninsula shows a complex magnetization. Three distinct ancient components (A, B and C) have been found, which lead to three palaeopoles compatible with the apparent polar wander path for Europe between the Ordovician and the Triassic. Two components (A and B) are interpreted in relation to K/Ar dates between 300 and 190 Myr. The third (C) component could be of Ordovician age with $D = 356°$, $I = -64°$, or alternatively, of a post-folding, late Palaeozoic age with $D = 351°$, $I = -8°$. In view of the apparent polar wander path of Europe, an age of this magnetization younger than Carboniferous seems to be extremely unlikely. We note that, if this C-magnetization is of Ordovician age, it agrees very well with Ordovician palaeopoles for Great Britain (Piper 1979) and is close to directions reported by Perroud & Bonhommet (1981) for northern Spain and Portugal. Moreover, its steep upward direction suggests a position fairly close to the palaeopole. In terms of early Palaeozoic continental reconstructions, this interpretation of our C-magnetization implies a position of the Armorican Massif fairly close to that of southern England and Wales, as well as to

Gondwana, as noted by Perroud & Bonhommet (1981), as well as Hagstrum *et al.* (1980) for earlier, late Precambrian to Cambrian, time.

Acknowledgments

J. J. Chauvel and H. P. Johnson are thanked for their help in the optical examination of the samples, and so are J. Macé and Y. Leblanc for the K/Ar dating measurements. H. P. Johnson is also thanked for a critical reading of the manuscript and for helpful comments. This work was supported by a grant of INAG through the National Research Program 'A.T.P.-Géodynamique'.

References

Barrière, C. *et al.*, 1975. Carte géologique de la France au 1/50,000 et notice, *Feuille Douarnenez, no. 309*, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Paris.

Dangeard, L. & Doré, F., 1971. Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 73, 550–565.

Doré, F. & LeGall, J., 1972. Sédimentologie de la "Tillite de Feugerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie), *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XIV, 199–211.

Duff, B. A., 1979. The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician red beds, the Erquy spilite series, and the Trégastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59, 345–365.

Duff, B. A., 1980. The palaeomagnetism of Jersey volcanics and dykes and the Lower Palaeozoic apparent polar wander path for Europe, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 61, 355–375.

French, R. B., 1976. Lower Palaeozoic paleomagnetism of the North American craton, *PhD thesis*, University of Michigan, Ann Arbor.

Hagstrum, J. T., Van der Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1980. Eocambrian–Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 61, 489–517.

Hamoumi, N., Le Ribault, L. & Pelhate, A., 1981. Les Schistes de Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif Armoricain occidental): une formation glacio-marine à la périphére d'un inlandsis ordovicien, *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXIII, 279–286.

Henry, J. L., Nion, J., Paris, F. & Thadeu, D., 1974. Chitinozoaires, Ostracodes, et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du Massif Armoricain: essai de comparaison et signification paléogéographique, *Communçoes Servs geol. Port.*, 57, 305–345.

Jones, M., 1978. Paleozoic paleomagnetism of the Armorican Massif, France, *MSc thesis*, University of Michigan, Ann Arbor.

Jones, M. Van der Voo R. & Bonhommet, N., 1979. Late Devonian and early Carboniferous palaeomagnetic poles from the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 58, 287–308.

Lefort, J. P., 1980. Un fit structural de l'Atlantique Bord: arguments géologiques pour correler les marqueurs géophysique reconnus sur les deux marges, *Mar. Géol.*, 37, 355–369.

McElhinny, M. W., 1973. *Paleomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge University Press, 358 pp.

Paris, F., 1980. Les chitinozoaires dans le Paléozoïque de Sud Ouest de l'Europe, *Mém. Soc géol. minér. Bretagne*, 26, 410 pp.

Paris, F. & Robardet, M., 1977. Paléogéographie et relation ibéro-armoricaine au Paléozoïque anté-Carbonifère, *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XIX, 1121–1126.

Perroud, H., 1980. Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc IbéroArmoricain, *thèse 3e cycle*, University de Rennes, and *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, C, 14, 1–114 (1982).

Perroud, H. & Bonhommet, N., 1981. Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in western Europe, *Nature*, 292, 445–448.

Piper, J. 1979. Aspects of Caledonian palaomagnetism and their tectonic implications, *Earth planet. Sci. Lett.*, 44, 176–192.

Prévot, M., 1975. Magnétisme et minéralogie magnétique de roches néogènes et quaternaires, contribution au paléomagnétisme et à la géologie du Velay, *thèse de Doctorat*, University of Paris.

Robardet, M., 1980. Late Ordovician tillites in the Iberian peninsula, in *Earth's pre-Pleistocene Glacial Records*, pp. 131–134, eds Hambrey, M. G. & Harland, W. B., Cambridge University Press.

Scotese, C. R., Bambach, R. K., Barton, C., Van der Voo, R. & Ziegler, A. M., 1979. Paleozoic base maps, *J. Geol.*, 87, 217–277.

Thellier, E. & Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Géophys.*, 15, 285–376.

Van der Voo, R. & Klootwijk, C. T., 1972. Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility, *Geol. Mijnb.*, 51, 609–617.

Westphal, M., 1976. Contribution du paléomagnétisme a l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditterranee occidentale, *thèse de Doctorat*, University of Strasbourg.

York, D., 1978. A formula describing both magnetic and isotopic blocking temperatures, *Earth planet. Sci. Lett.*, 39, 89–93.

Zijderveld, J. D. A., 1967. AC demagnetization of rocks: analysis of results, in *Methods in Paleomagnetism*, pp. 254–287, eds Collinson, D. W., Creer, K. M. & Runcorn, S. K., Elsevier, New York.

Appendice 9

Geophys. J. R. astr. Soc. (1984) 80, 541–549

Revision of the age of magnetization of the Montmartin red beds, Normandy, France

H. Perroud *Department of Geological Sciences, the University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109, USA and Laboratoire de Géophysique Interne (LP 4661 du CNRS), Institut de Géologie, Université de Rennes, Avenue du Général-Leclerc, 35042 Rennes-Cédex, France*

M. Robardet *Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie (GRECO 130007 du CNRS), Institut de Géologie, Université de Rennes, 35042 Rennes-Cédex, France*

R. Van der Voo *Department of Geological Sciences, the University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109, USA*

N. Bonhommet *Laboratoire de Géophysique Interne (LP 4661 du CNRS), Institut de Géologie, Université de Rennes, Avenue du Général-Leclerc, 35042 Rennes-Cédex, France*

F. Paris *Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie (GRECO 130007 du CNRS), Institut de Géologie, Université de Rennes, 35042 Rennes-Cédex, France*

Accepted 1984 September 11. Received 1984 June 18

Summary. A new roadcut has enabled us to sample the south-dipping limb of the Montmartin syncline for a palaeomagnetic reevaluation of an earlier result published by Jones, Van der Voo & Bonhommet. In combination with the results previously published in 1979 for the north-dipping beds of the syncline, a conclusively negative fold test is obtained. The resulting magnetization (declination/inclination = 206°/−3°, α_{95} = 12°, palaeopole at 38°S, 325°E) is interpreted to be of Late Carboniferous age, not Late Devonian as thought earlier. Simultaneously, we have re-evaluated the age of the rocks, previously thought to be Late Devonian on the basis of Acritarchs, Chitinozoans and spores. It has not been possible to reconfirm these fossils, not even in the same samples as studied originally; in contrast, the regional presence of Early Palaeozoic fossils suggests to us an age similar to that of other red beds in the Armorican Massif, which have been dated as Early Ordovician. The geodynamic implications of our finding that the Montmartin rocks are completely remagnetized, however, are of no great consequence for the geodynamics of the Hercynian belt. Pre-folding magnetization obtained from Silurian and Devonian rocks in Spain and Germany argue for the same conclusion as reached erroneously in our earlier study, namely that the Armorican Massif and adjacent parts of Hercynian Europe were adjointed to North America,

Great Britain, the Baltic Shield and the Russian Platform since at least Late Devonian time. If a Medio-European ocean existed during the Palaeozoic, it was virtually closed before the mid-Devonian and of insignificant width during Culm deposition in Early Carboniferous time.

Introduction

The Palaeozoic evolution and plate movements of the continental elements that assembled into Pangaea by Late Palaeozoic time are largely documented on the basis of palaeomagnetic data. These data are few and far between, however, so that each and every one of them assumes a relatively large importance, particularly for the Silurian and Devonian. For the Armorican Massif only one Devonian palaeopole was available, obtained from red beds thought to be Old Red Sandstone equivalents. This result from the Hyenville Formation in the Montmartin syncline (Jones, Van der Voo & Bonhommet 1979) has been pivotal in the discussions about the relative Late Palaeozoic positions of the North European foreland and the Hercynian massifs in Spain, France and Germany (Jones *et al.* 1979; Lefort & Van der Voo 1981; Van der Voo & Scotese 1981; Van der Voo 1982, 1983), whereas Eocambrian and Cambrian palaeomagnetic results from the Armorican Massif (Hagstrum *et al.* 1980; Duff 1980; Perigo *et al.* 1983) indicate that at that time the Armorican Massif and Gondwana were adjacent and drifting together with respect to the pole. Between Cambrian and Late Devonian times, an independent plate called 'Armorica' (comprising most of Hercynian Europe) has been invoked (Van der Voo 1982) which travelled away from Gondwana and towards the North European and North American equatorial continents. In this model, therefore, a Medio-European ocean is thought to have been in existence only before Late Devonian times, whereas a middle Palaeozoic ocean between Armorica and Gondwana did not close until the Carboniferous, thus causing the Hercynian orogency. Very recent additions to the data base have (1) confirmed the Late Devonian palaeogeography for Armorica (Bachtadse, Heller & Kröner 1983; Perroud & Bonhommet 1984) and (2) constrained the time of movement of Armorica to the interval between the Late Ordovician and the Late Devonian (Perroud, Van der Voo & Bonhommet 1984; Van der Voo, Johnson & Perroud 1984).

The similarity between the palaeopole obtained for the Montmartin red beds and the poles from Spain (Perroud & Bonhommet 1984) and Germany (Bachtadse *et al.* 1983) eliminated the urgency to re-examine the magnetization of the Montmartin rocks. Nevertheless, the construction of a new roadcut that exposed south-dipping beds for palaeomagnetic sampling, and a gradual realization that the red beds may be older than Old Red Sandstone equivalent, prompted us to undertake this study. As will be illustrated below, the red beds appear to be remagnetized after the (Carboniferous) folding, and this publication is intended to correct the tentative interpretation of our earlier study (Jones *et al.* 1979).

Discussion of the age of the red beds of the Hyenville Formation in the Montmartin syncline

The age of these red beds in Normandy, as well as those of other red formations in the northern Armorican Massif (Plourivo, Erquy-Cap Fréhel, and Jersey red beds), has always been controversial. Attributed first to the Cambrian (Bigot 1928), then to the Carboniferous (Pruvost & Waterlot 1936), the Hyenville Formation appeared to be definitively dated when Doubinger & Poncet (1964) published their discovery of a microplancton assemblage with Acritarchs, Chitinozoans and spores. The Late Devonian age assigned to the Hyenville Formation (Doubinger, Drot & Poncet 1966), however, posed new problems because else-

where in the Armorican Massif the Devonian is comprised of limestones and shales. The presence of the transgressive Hyenville Formation, overlying the Late Precambrian Brioverian series, implied Bretonic orogenic phases of a much earlier age than the Tournaisian-aged phases recognized further south in the synclinoria of Laval and Ménez-Bélair (Pelhate 1971; Lejal-Nicol *et al.* 1982; Paris *et al.* 1982). It also puzzled palaeogeographers who until then had not considered the Old Red Sandstone facies to extend further south than Great Britain and the Ardennes.

The palaeontological data, moreover, seemed anomalous: the oxidizing environment of red beds is very unfavourable for the preservation of the organic material of Chitinozoans, whereas one of the cited discoveries, *Cyathochitina*, is normally not found in beds younger

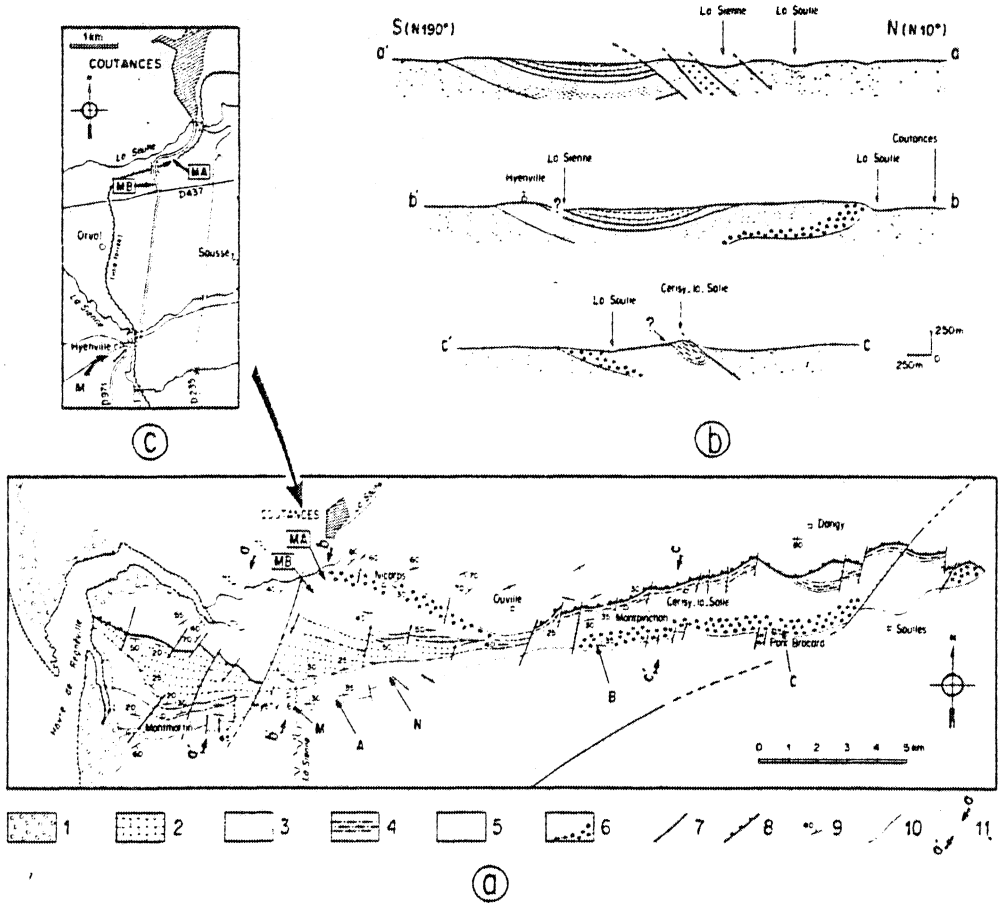


Figure 1. (a) Geological sketch map of the Syncline of Montmartin (after Graindor & Roblot 1966 and Robardet 1973). 1 = recent formations (alluvium, dunes), 2 = Regnéville Limestone, 3 = Robillard sandstone, 4 = Grès de Cerisy-la-Salle (lower Caradocian), 5 = Brioverian (Precambrian), 6 = red beds and conglomerates of the Hyenville Formation ('Poudingue de Nicorps' and 'Poudingue de Pont-Brocard'), 7 = faults, 8 = thrusts, 9 = strike and dip of the strata. 10 = geological contacts, 11 = location of the cross-sections of (b). Note that the geographical extent of the Robillard sandstone and the Grès de Cerisy-la-Salle remains poorly known. A, B, C, M and N are the palaeomagnetic sites of Jones *et al.* (1979), MA and MB are the sites of the study (see c). (b) Schematic geological cross-sections through the Montmartin Syncline (after Robardet 1973). Legend is the same as for (a). (c) Location of the new sites, MA and MB, of this study located in the south-dipping beds (north flank) of the syncline. Site M is from Jones *et al.* (1979) in north-dipping beds; see cross-section b–b' of (b).

than Silurian (Jenkins & Legault 1979, p. 255). A further complication is introduced by the presence of an Ordovician fauna in the 'Grès de Cerisy-la-Salle' of the same Montmartin syncline (Doubinger *et al.* 1966). Despite some structural complications in thrust slices (Graindor 1964; Robardet 1973), these sandstones of Cerisy-la-Salle (Fig. 1a) appear to be clearly younger than the 'Devonian' red beds, as also noted by Doubinger *et al.* (1966, p. 963). The problems with the age of the Hyenville red beds, already mentioned by Jones *et al.* (1979, p. 290), led certain workers to discard one or the other of the micropalaeontological data sets (Doré 1969; Chauris 1971).

All these inconsistencies prompted several micropalaeontologists to attempt to reconfirm, without success, the palaeoplancton mentioned (but not illustrated) by Doubinger & Poncet (1964). One of us (FP) has been unable to find in a dense and systematic sampling of 60 m of the Hyenville Formation (18 samples) any microfossils or even organic material. In one of the original samples analysed by Doubinger in 1964, placed obligingly at our disposal thanks to Dr J. Poncet, we have also not been able to find any trace of microfossils. The existence of the assemblage of Acritarchs, Chitinozoans and spores in the Hyenville Formation is therefore in serious doubt, where as the Late Ordovician fauna in the sandstones of Cerisy-la-Salle has been reconfirmed (lower Caradocian: F. Paris, unpublished data).

In conclusion, it appears to be preferred to consider the Hyenville Formation as undated at best, and in all likelihood to be older than Devonian. A correlation with the red beds of Plourivo, Erquy and Cap Fréhel, with a radiometric age of 472 ± 5 Ma for intercalated (trachy-) andesites (Auvray *et al.* 1980) suggests to us an Early Ordovician age (Tremadocian or lower Arenig).

Palaeomagnetic analysis and the age of magnetization in the Hyenville Formation

The behaviour of the Natural Remanent Magnetization (NRM) of 40 samples from the south-dipping beds (sites MA, MB of Fig. 1) has been analysed using thermal, chemical, and alternating field demagnetization methods. Similar procedures were followed as for the earlier study of the north-dipping beds (Jones *et al.* 1979), and we refer to that paper for

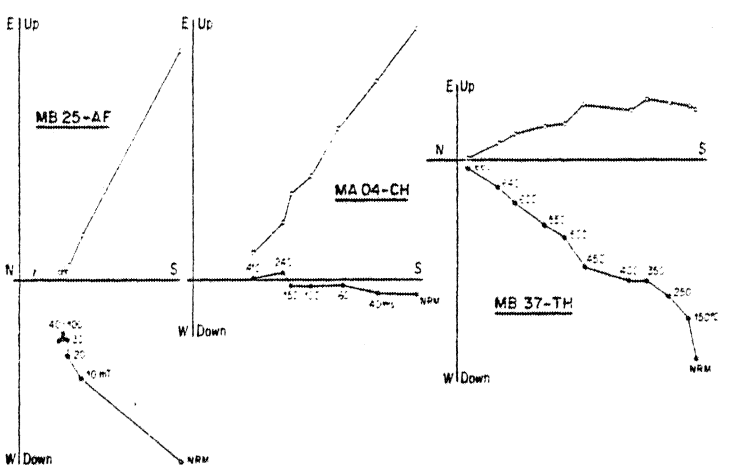


Figure 2. Demagnetization diagrams (Zijderveld 1967) showing the projections of the end-points of the magnetization vectors during progressive alternating field (AF), chemical (CH) and thermal (TH) demagnetization. Full (open) symbols represent projections on to the horizontal (vertical) plane. The results are not corrected for the tilt of the strata.

details. The measurements were made with the ScT cryogenic magnetometer of the University of Michigan.

Zijderveld (1967) diagrams of some 60 specimens were analysed for linear trajectories. Generally, the magnetization was univectorial (Fig. 2c), although in some specimens the linear decay of the magnetization vector was not completely towards the origin (Fig. 2a, b). The latter phenomenon suggests the presence of a second component, which could not be perfectly isolated in the treatment selected (e.g. alternating field up to 100 mT in Fig. 2(a), chemical leaching up to 410 hr in Fig. 2b). We recall that in the earlier study, similar univectorial behaviour was documented, although in that collection as well some linear trajectories bypassed the origin in the demagnetization diagrams.

In Fig. 3 the directions are shown as obtained from the analysis of the Zijderveld diagrams. As seen in Fig. 3(a), there is a good internal consistency between the components removed by thermal demagnetization (up to 670°C), the components removed by 150 hr of leaching and the end points of the AF demagnetizations (all these correspond to the characteristic

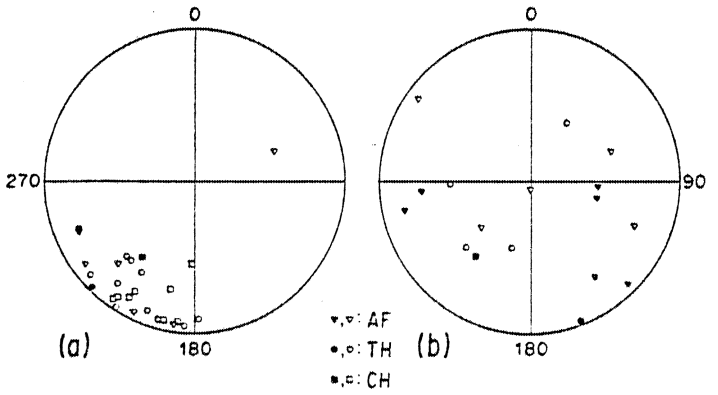


Figure 3. Magnetic components obtained from site MB. (a) Characteristic directions, (b) random directions (see text). Equal area (Schmidt) projection, without correction for the tilt of the strata. Close (open) symbols for projections on to the lower (upper) hemisphere.

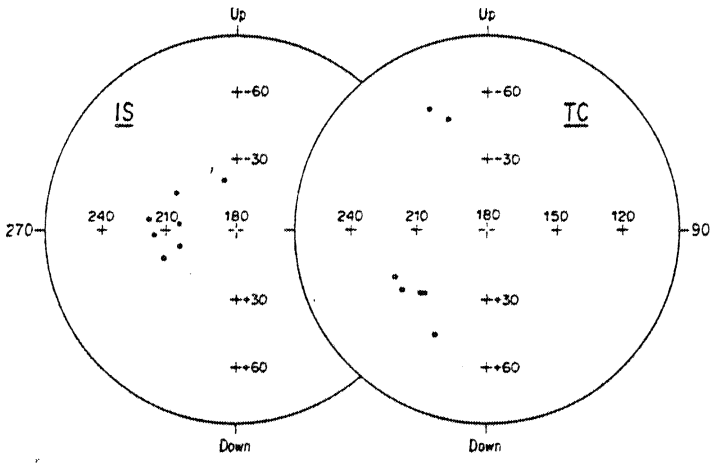


Figure 4. Mean directions for the seven sites of Jones *et al.* (1979) and this study, before and after correction for the tilt of the strata, in equal-area projection. A vertical projection plane has been used for clarity.

Table 1. Characteristic directions of the Montmartin red-beds.

Site	N	In-situ Decl./Incl.	Tilt-corrected Decl./Incl.	k	α_{95}	Reference
A	13	215/+02	219/+24	34	7	Jones et al. 1979
B	7	204/-02	209/+26	121	6	Jones et al. 1979
C	9	211/+12	209/+44	69	6	Jones et al. 1979
N	15	218/-04	221/+19	33	7	Jones et al. 1979
M	7	204/+07	209/+26	50	5	Jones et al. 1979
MA	23	185/-21	202/-47	13	9	This study
MB	23	206/-15	216/-50	18	7	This study
Mean Directions:						
In-situ	7	206/-03		27	12	
Tilt-corr.	7		213/+08	5	31	

N is the number of samples analysed, decl./incl. is declination and inclination in degrees, k and α_{95} are the statistical parameters associated with the mean; the ratio of the precision parameters (k_1/k_2) before and after correction for the tilt is 5.4 which is statistically significant at the 99 per cent confidence level (the critical ratio at 99 per cent confidence, for $N = 7$, is 4.16).

behaviour of haematite-pigment). On the other hand, other components (where present) are essentially random (Fig. 3b). This was generally also the case in the study of Jones *et al.* (1979) for the north-dipping beds. The directions of Fig. 3(a) and of Jones *et al.* are coherent and can therefore be called characteristic. It is thus justified to treat our two studies for a fold test (Table 1 and Fig. 4). This fold test is significant at the 99 per cent confidence level and clearly negative, indicating that the magnetization post-dates the folding.

The mean characteristic direction in *in situ* coordinates, moreover, gives a palaeopole at 38°S, 325°E, which is a typical Late Carboniferous pole for Europe. In the syncline of the Zone Bocaine, Cambro–Ordovician red beds gave a similar postfolding pole at 33°S, 332°E. The age of the folding is generally thought to be Late Carboniferous (Robardet 1973).

A great-circle remagnetization analysis (Halls 1976) was performed by Jones *et al.* (1979) on the other directions, but no convergence could be obtained. A re-analysis of these directions, combined with the results of Fig. 3(b), confirmed the lack of convergence indicating that these directions indeed must be considered random.

Discussion

The results of this study and its similarities with the post-folding results of Group B of Carteret (Perroud, Bonhommet & Robardet 1982a) and of Groups B, C, and D of the study by Jones *et al.* (1979) indicates that all these results must be considered as representative of

Table 2. Carboniferous palaeomagnetic data for the Armorican Massif.

Name of Formation	Decl./Incl.	k	α_{95}	Palaeopole	Reference
Remagnetised results					
Cambro-Ordovician red beds	207/+ 6	14	14	33 S, 325 E	Duff 1979 (pole B1)
Crozon dolerites	217/+29	21	10	23 S, 322 E	Perroud et al. 1983 (pole B)
Erquy-Cap Fréhel red beds	195/+ 2	11	12	39 S, 338 E	Jones et al. 1979 (pole C)
Plourivo red beds	213/+17	28	12	26 S, 321 E	Jones et al. 1979 (pole B)
Zone Bocaine	203/+ 8	22	13	33 S, 332 E	Jones et al. 1979 (pole D)
Carteret Group B	216/+28	32	14	18 S, 322 E	Perroud et al. 1982a
Rozel Group B	203/+ 0	145	7	37 S, 341 E	Perroud et al. 1982a
Laval syncline	220/- 6	15	12	33 S, 309 E	Edel & Coulon 1984 (pole A)
Thouars overprint	219/+20	15	18	23 S, 316 E	Perroud & Van der Voo 1985
Montmartin red beds	206/- 3	27	12	38 S, 325 E	This study
Unremagnetised results					
Flamanville granite	203/+14	-	15	30 S, 332 E	Van der Voo & Klootwijk 1972
Trégastel-Ploumanac'h granite	200/+ 9	121	7	34 S, 332 E	Duff 1979
North Brittany dykes	212/+10	40	-	30 S, 320 E	De Bouvier et al. 1979
Jersey dolerites, Grp. A	199/+16	71	9	31 S, 336 E	Duff 1980

the Late Carboniferous regardless of the rock age (Cambrian or Ordovician). Remagnetized results obtained by Duff (1979) and Perroud, Bonhommet & Van der Voo (1983) for other Early Palaeozoic rocks of the Armorican Massif and a Hercynian overprint in the Thouars Massif (Perroud & Van der Voo 1985) are generally similar. Unremagnetized results for Carboniferous rocks from the Armorican Massif support the Carboniferous age of these remagnetizations (Van der Voo & Klootwijk 1972; Duff 1979, 1980; De Bouvier, Bonhommet & Van der Voo 1979). These results are compiled in Table 2, and this list shows, as expected, a remarkable coherence in palaeopole locations.

The principal conclusion of this study is that there are no longer any Devonian palaeomagnetic data for the Armorican Massif. However, Devonian results from Spain and Germany (Bachtadse *et al.* 1983; Perroud & Bonhommet 1984) lead to the same conclusions that Jones *et al.* (1979) erroneously reached earlier. There are, therefore, no major changes in palaeogeographic models and geodynamic implications as a result of this study. It is important to note that the San Pedro Formation in Spain, the Franconian Forest and the Harz Mountain rocks in Germany have all yielded positive fold tests as well as mean directions with declinations which are significantly different from the expected Carboniferous directions. The palaeolatitudes (about 15°S) of these studies, however, indicate that the study areas were adjacent to the North European foreland; by geological implication, the Armorican Massif cannot have been separated from Great Britain by a wide north–south ocean.

In contrast, Late Devonian palaeolatitudes for Morocco (Hailwood 1974) and Beja, Portugal (Perroud *et al.* 1982b) indicate that a 2500 km wide north–south ocean separated most of Hercynian Europe from Gondwana and southernmost Portugal. This ocean closed in Early Carboniferous time and the subsequent collision caused the Hercynian orogency.

Acknowledgments

We thank Dr Valerian Bachtadse for valuable comments and critical reading of the manuscript. This study was jointly supported by CNRS (LP 4661 and GRECO 130007) funds of the University of Rennes and by the Division of Earth Sciences, the National Science Foundation, grant (to RVdV) 81-03031.

References

Auvray, B., Macé, J., Vidal, Ph. & Van der Voo, R., 1980. Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N. Brittany: implications for the age of red beds ("Séries rouges") in the northern Armorican Massif, *J. geol. Soc. London*, 137 (2), 207–210.

Bachtadse, V., Heller, F. & Kröner, A., 1983. Palaemagnetic investigations in the Hercynian mountain belt of central Europe, *Tectonophys.* 91, 285–299.

Bigot, A., 1928. *Feuille Géologique à 1/80.000 Coutances*, 2nd edn, *Service Carte Géologie France, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.*

Chauris, L., 1971. Les recherches récentes sur le Grès Armoricain (Skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 73, 213–221.

De Bouvier, M. C., Bonhommet, N. & Van der Voo, R., 1979. Paleomagnetism and K-Ar 40 dating of dolerite dikes from the Armorican Massif, France (abstract), *Eos, Trans. Am. geophys. Un.*, 60, 220.

Doré, F., 1969. Les formations cambriennes de Normandie, *thèse de Doctorat*, University of Caen.

Doubinger, J. & Poncet, J., 1964. Découverte de microorganismes dans la série rouge de Montmartin (Manche). Attribution de cette série au Dévonien moyen ou supérieur, *C. r. Acad. Sci., Paris, Série D*, 258, 1004–1006.

Doubinger, J., Drot, J. & Poncet, J., 1966. Présence d'une série ordovicienne dans le synclinal de Montmartin-sur-Mer (Manche), *C. r. Acad. Sci., Paris, Série D*, 262, 961–963.

Duff, B. A., 1979. The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician red beds, the Erquy spilite series, and the Trégastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59, 345–365.

Duff, B. A., 1980. The palaeomagnetism of Jersey volcanics and dykes and the Lower Palaeozoic apparent polar wander path for Europe, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 60, 355–375.

Edel, J.-B. & Coulon, M., 1984. Late Hercynian remagnetization of Tournaisian Series from the Laval Syncline, Armorican Massif, France, *Earth planet. Sci. Lett.*, 68, 343–350.

Graindor, M. J., 1964. Tectonique tangentielle au Sud de Coutances (Manche), *C. r. Acad. Sci., Paris, Série D*, 259, 1985–1987.

Graindor, M. J. & Roblot, M. M., 1966. Feuille géologique à 1/80,000 Coutances, 3rd edn, *Service Carte Géologie France, Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans.

Hagstrum, J. T., Van der Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1980. Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 61, 489–517.

Hailwood, E. A., 1974. Paleomagnetism of the Msissi Norite (Morocco) and the Paleozoic reconstruction of Gondwanaland, *Earth planet. Sci. Lett.*, 23, 376–386.

Halls, H. C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 45, 297–304.

Jenkins, W. A. M. & Legault, J. A., 1979. Stratigraphic ranges of selected Chitinozoa, *Palynology*, 3, 235–264.

Jones, M., Van der Voo, R. & Bonhommet, N., 1979. Late Devonian to Early Carboniferous palaeomagnetic poles from the Armorican Massif (France), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 58, 287–308.

Lefort, J.-P. & Van der Voo, R., 1981. A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carboniferous, *J. Geol.*, 89, 537–550.

Lejal-Nicol, A., Paris, F., Plaine, J. & Streel M., 1982. Paléoflore et spores du Tournaisien à Saint-Pierre-le-Potier (Formation de l'Huisserie, Synclinorium de Laval), *Bull. Soc. géol. minèr. Bretagne, Série C*, 14(2), 35–43, Rennes.

Paris, F., Le Hérissé, A., Pelhate, A. & Weyant, M., 1982. Les formations carbonifères et la phase bretonne dans le Synclinorium de Ménez-Bélair: essai de synthèse, *Bull. Soc. géol. minérl. Bretagne, Série C*, 14(2), 19–33, Rennes.

Pelhate, A., 1971. Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif Armoricain, *Mém. Soc. géol. minèr. Bretagne*, 15, 315.

Perigo, R., Van der Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1983. Palaeomagnetism of Late Precambrian-Cambrian volcanics and intrusives from the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 75, 235–260.

Perroud, H. & Bonhommet, N., 1984. A Devonian palaeomagnetic pole for Armorica, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 839–845.

Perroud, H., Bonhommet, N. & Robardet, M., 1982a. Comment on "A palaeomagnetic study of Cambrian red beds from Carteret, Normandy, France" by W. A. Morris, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69, 573–578.

Perroud, H., Bonhommet, N., Desouches, V. & Ribeiro, A., 1982b. Preliminary palaeomagnetic results for the Upper Devonian Beja gabbro, southern Portugal (abstract), *Eos, Trans. Am. geophys. Un.* 63, 308.

Perroud, H., Bonhommet, N. & Van der Voo, R., 1983. Palaeomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon peninsula (France), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 72, 307–319.

Perroud, H. & Van der Voo, R., 1985. Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée Province, France, *J. geophys. Res.*, in press.

Perroud, H., Van der Voo, R. & Bonhommet, N., 1984. Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data, *Geology*, 12, in press.

Pruvost, P. & Waterlot, G., 1936. Observations sur le Grès d'Erquy et du Cap Fréhel, *Anns Soc. géol. N. Lille*, 61, 155–186.

Robardet, M., 1973. Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoique, *Mém. Soc. géol. minèr. Bretagne*, 20, 342.

Van der Voo, R., 1982. Pre-Mesozoic palaeomagnetism and plate tectonics, *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, 10, 191–220.

Van der Voo, R., 1983. Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent, *Tectonophys.*, 91, 271–283.

Van der Voo, R., Johnson, R. J. & Perroud, H., 1984. A Caledonian to Hercynian history of collisions in the North American Appalachians on the basis of paleomagnetic data *27th int. Geol. Congr. Coll. Proc., Moscow*, VNU Press, in press.

Van der Voo, R. & Klootwijk, C. T., 1972. Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility, *Geologie Mijnb.*, 51, 609–617.

Van der Voo, R. & Scotese, C. R., 1981. Paleomagnetic evidence for a large (*c.* 2000 km) sinistral offset along the Great Glen Fault during the Carboniferous, *Geology*, 9, 583–589.

Zijderveld, J. D. A., 1967. AC demagnetization of rocks: analysis of results, in *Methods in Palaeomagnetism*, pp. 254–287, eds Collison, D. W., Creer, K. M. & Runcorn, S. K., Elsevier, New York.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 90, NO. B6, PAGES 4611-4625, MAY 10, 1985

PALEOMAGNETISM OF THE LATE ORDOVICIAN THOUARS MASSIF, VENDEE PROVINCE, FRANCE

Hervé Perroud[1] and Rob Van der Voo

Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor

Abstract. A paleomagnetic study of the Late Ordovician Thouars Massif reveals very steep components of magnetization, directed upward and downward, and with thermally discrete blocking temperatures of 550° to 580°C. This characteristic magnetization yields a mean direction with declination/inclination = 340°/-83°, with k = 27 and α_{95}=7°, based on 15 sites. The south paleopole is located at 34°N, 5°E. A partial magnetic overprint of Hercynian age is observed in sites close to the South Armorican Shear Zone. The 15 sites are spread over some 20 by 30 km, and the internal consistency of the site-mean directions indicates that differential tilting of parts of the massif has not occurred. Since it appears to be unlikely that the entire massif was tilted, we infer that the characteristic direction is primary and that the paleopole adequately represents the local magnetic field in the Late Ordovician. The paleopole for the Thouars Massif supports previously obtained results from other Ordovician rocks in Hercynian Europe, but it is the first result to pass modern reliability criteria. The high Ordovician paleolatitudes of the Armorican Massif, other areas in Hercynian Europe, and northwestern Africa, indicate that Gondwana and Armorica were adjacent until Late Ordovician time. Low paleolatitudes for Late Devonian time suggest that Armorica underwent rapid northward motion, at a rate of about 10 cm/yr, during the Silurian and earliest Devonian. Armorica is thought to have collided with North America and the Baltic shield/Russian Platform before or during the Early Devonian, forming the Old Red Continent. The collisions produced the Caledonian and Acadian orogenic belts.

Introduction

Plate tectonic models for Paleozoic time have been proposed in the last few years on the basis of paleomagnetic data as well as geological similarities and dissimilarities between various blocks. One of these models involves an independent plate called Armorica, consisting of Hercynian Europe and possibly the Avalonian basement blocks in eastern North America. Armorica traveled, after the Cambrian but before the Late Devonian, away from Gondwana and toward the northern cratons of North America and the combined Baltic Shield-Russian Platform [Van der Voo, 1979, 1982, 1983; Perroud and Bonhommet, 1981]. A more precise timing of this northward drift of Armorica is of interest, because it may resolve the ambiguities in choosing between the Taconic and Acadian orogenies as the principal collisional event between Armorica and North America.

Although a few paleomagnetic data have become available for Ordovician rocks from Armorica [Duff, 1979; Perroud and Bonhommet, 1981; Perroud et al., 1983], uncertainties remain about the age and direction of magnetization, whereas for Silurian time, no data of sufficient reliability are available. In order to obtain a better resolution of the Ordovician geomagnetic field direction in the Armorican Massif, sampling and paleomagnetic measurements were initiated in 1981 with a collection from the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée province, France.

Geological Setting and Sampling

The southern part of the Armorican Massif has been the site of a Siluro-Devonian orogenic phase, called the Ligerian orogeny [Cogné, 1977], and a paired metamorphic belt has been documented for this area [Lefort, 1979; Peucat et al., 1978]. The high-pressure, low-temperature metamorphism of the Ile de Groix gave rise to a blueschist facies with one of the better known pre-Mesozoic occurrences of glaucophane in the world [Carpenter and Civetta, 1976]. Immediately to the north of this paired metamorphic belt, the South Armorican Shear Zone (SASZ) is marked by ultra-mylonites and leucogranitic intrusions of Hercynian age; the SASZ has been interpreted as a dextral megashear of Carboniferous age [Jegouzo, 1980; Berthé et al., 1979]. Located just to the north of the "Cholet" branch of the SASZ, a hypovolcanic intrusive complex, the Thouars Massif, has been dated by Bernard-Griffiths and Le Métour [1979] with a Rb-Sr isochron as 444 ± 9 Ma, i.e., Late Ordovician in age.

The SASZ appears to have affected the southern part of the Thouars Massif, as seen in folded tectonic foliation and microveins, whereas the more northerly parts of the Massif show no evidence of deformation. The Thouars complex intruded into fossiliferous Cambro-Ordovician volcano-sedimentary sequences, and is overlain by rhyolites of the "Formation des Volcanites de la Plaine," which have been interpreted as the effusive series associated with the plutonic intrusions. The Massif itself consists of pink microgranites, with minor gabbroic or granodioritic phases of the same age, as shown by contact relationships between the phases [Bernard-Griffiths and Le Métour, 1979]. The Rb-Sr dating was done on microgranite of the "La Gouraudière" quarry, with a second set of samples from rhyolite in a breccia giving very similar ages; the two data sets have been

[1]Permanent address: Université de Rennes, Beaulieu Campus, Rennes-Cédex, France.

Copyright 1985 by the American Geophysical Union.

Paper number 4B5115.
0148-0227/85/004B-5115$05.00

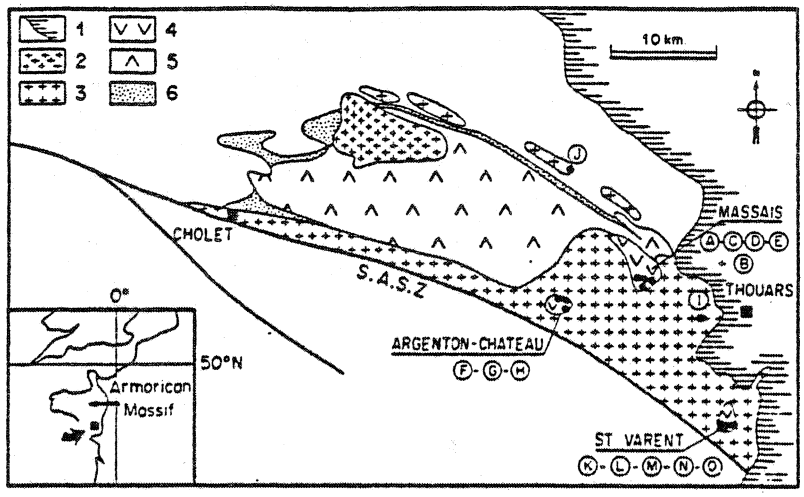


Fig. 1. Schematic geological map of the Thouars complex with sampling sites for this study indicated by letters. Inset shows the location of the complex within the Armorican Massif of France. SASZ is the Cholet branch of the South Armorican Shear Zone. Legend: 1, younger (Mesozoic) cover of the edge of the Paris and Aquitaine basins; 2, Late Hercynian granite; 3, microgranitic phases of the Thouars igneous complex; 4, gabbroic and granodioritic phases of the Thouars complex; 5, rhyolitic phases of the complex; and 6, Cambro-Ordovician sediments.

combined to yield one isochron with excellent precision.

Paleomagnetic sampling was concentrated in the more mafic phases of the Thouars complex, with 14 sites of gabbro, granodiorite, and dolerite. At one site (B), microgranite was sampled. Our sites include the quarry of La Gouraudière (site I) where the material for dating was obtained.

In intrusive complexes, such as the Thouars Massif, there is in general no possibility to evaluate structural tilting. However, our

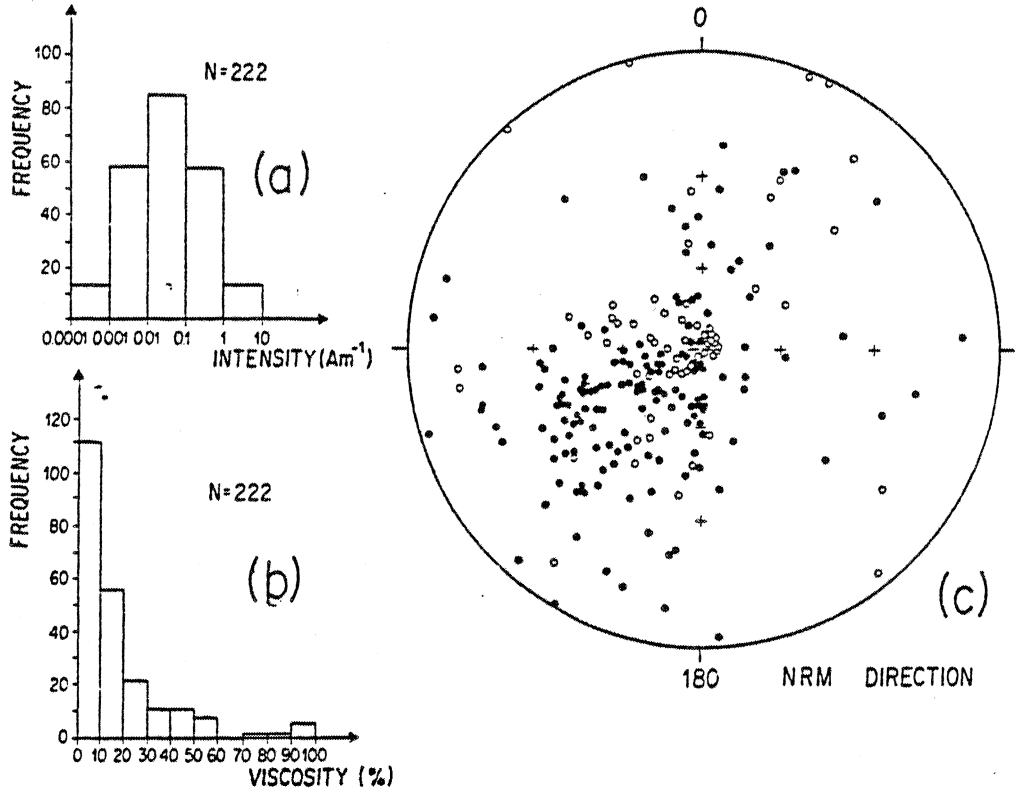


Fig. 2. (a) Frequency of NRM intensities observed in the Thouars samples, (b) frequency of viscosity coefficients of our samples [Thellier and Thellier, 1959], and (c) directions of NRM (before demagnetization) in stereographic projection, Open (closed) symbols denote upper (lower) hemisphere projections.

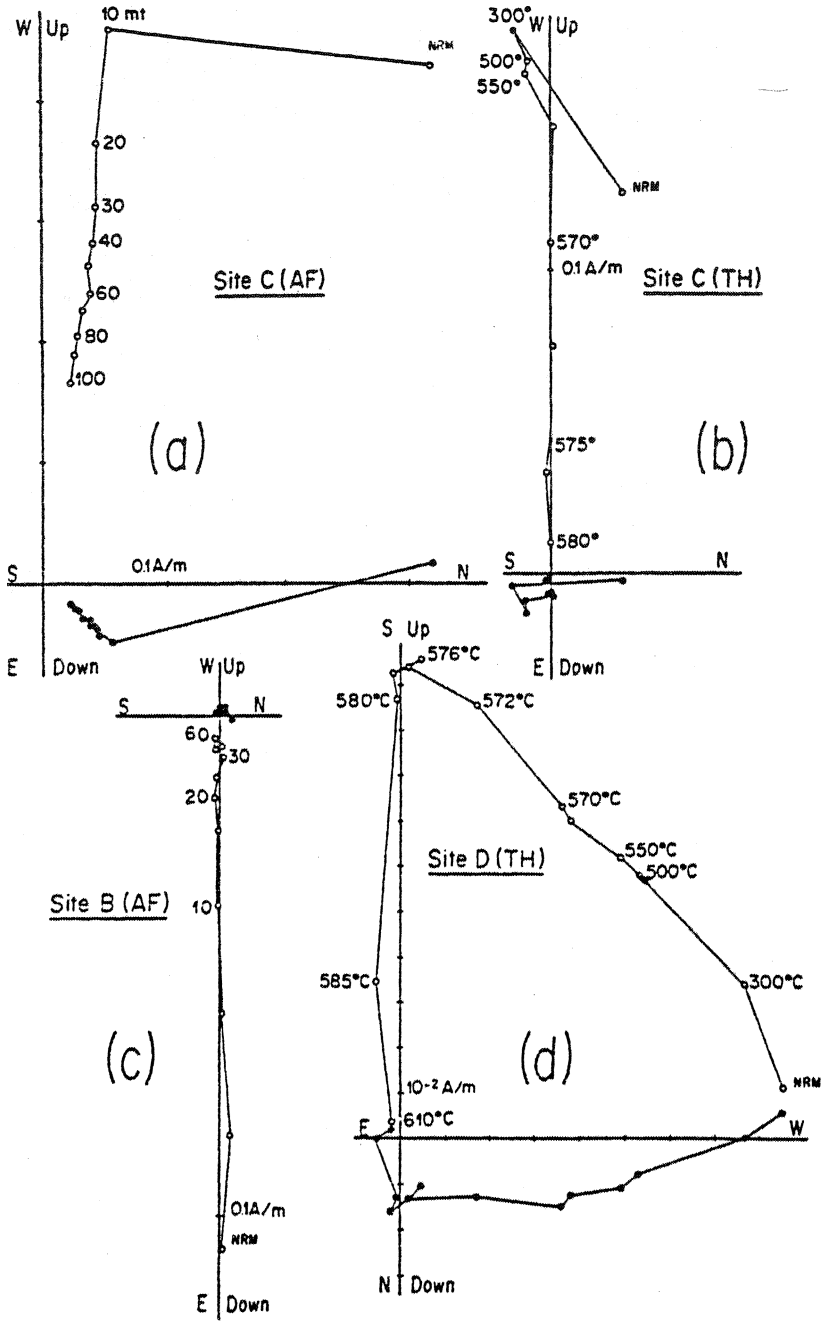


Fig. 3. Alternating field (AF) and thermal (TH) demagnetizations of samples from the Massais area (sites A-E), plotted in orthogonal projections [Zijderveld, 1967]. Plotted points represent the endpoints of the magnetization vector during progressive demagnetization, open symbols represent projections onto the vertical plane, and closed symbols represent projections onto the horizontal plane.

sampling sites are distributed over tens of kilometers in diameter (Figure 1), with two sites in quarries (site I: 47°N, 359.6°E and site J: 47.1°N, 359.4°E) and the others in three clusters of more mafic phases. These gabbroic-granodioritic areas are named Massais (47°N, 359.5°E), Argenton-Chateau (47°N, 359.4°E), and Saint-Varent (46.9°N, 359.6°E). The distribution of the sites should allow us to place some constraints, albeit weak, on differential structural tilts within the Massif, as well as on a tilt of the complex as a whole.

Sampling was carried out with a portable field drill, and the cores were oriented with magnetic and solar compasses. A typical site had samples distributed over a 15 by 5 m surface area, with an average of nine samples per site. Individual sites, even those of the same gabbroic-granodioritic area, are separated by at least 300 m.

Laboratory Procedures and Results

The field-drilled cores were cut in the laboratory into specimens of 2.2 cm height. Natural remanent magnetizations (NRM's) have been

TABLE 1. Site-Mean Characteristic Directions From the Thouars Massif

Site	Site Coordinates	N_s	n/n_o	Cleaning Range AF, mT	Cleaning Range Th, °C	Magnetic direction Declination	Magnetic direction Inclination	k	α_{95}	Polarity	VGP
A	47.0N,359.5E	7	11/11	30-60	450-575	238	-86	82	5	N	50.7S/190.2E
B	47.0N,359.5E	4	5/6	10-30	400-450	309	+75	22	17	R	57.9N/315.8E
C	47.0N,359.5E	11	17/17	30-80	570-580	38	-89	187	3	N	45.4S/177.7E
D	47.0N,359.5E	9	17/22	70-100	570-610	23	-81	103	4	N	30.5S/171.6E
E	47.0N,359.5E	10	8/16	20-80	400-550	211	-82	270	4	N	59.6S/195.5E
F	47.0N,359.4E	13	9/13	20-90	400-580	173	+63	20	14	R	1.7N/ 4.4E
G	47.0N,359.4E	11	15/20	20-80	500-580	201	+67	27	8	R	8.4N/345.8E
H	47.0N,359.4E	9	17/17	10-80	500-580	225	+87	25	7	R	42.6N/353.7E
I_1	47.0N,359.6E	10	8/13	20-50	400-570	317	-82[1]	73	7	N	34.7S/192.6E
I^1	47.0N,359.6E	10	4/13	30-100		120	+75[1]			R	28.9N/ 27.5E
J	47.1N,359.4E	10	10/17	30-100	560-580	229	-70	90	5	N	58.8S/238.3E
K	46.9N,359.6E	12	11/19	10-50	540-580	18	-69	39	8	N	10.6S/168.6E
K	46.9N,359.6E	12	5/19	10-50	200-540	182	+72	39	13	R	13.9N/358.5E
L	46.9N,359.6E	7	11/11	20-100	500-550	76	+78	78	5	R	47.4N/ 33.7E
M	46.9N,359.6E	8	8/11	20-80	400-580	233	+73	29	11	R	24.1N/332.4E
N_2	46.9N,359.6E	7	4/8	10-40	540-570	339	-62	19	22	N	2.0S/194.7E
O^2	46.9N,359.6E	7	7/8	10-70	540-570	274	-68	11	19	N+R[2]	32.5S/227.7E
Mean All Sites		17				160	+83	27	7	N+R	
Mean R Sites		8				186	+81	26	11	R	
Mean N Sites		9				310	-83	28	10	N	
Mean All VGP'S		17						9	13	N+R	34.4N/ 5.1E
Mean R VGP'S		8						8	21	R	29.9N/357.4E
Mean N VGP's		9						9	18	N	38.2S/192.6E

N_s is the number of samples per site or the number of sites used to compute the mean; n/n_o is the ratio of specimen directions used to compute the mean to the total number of specimens analyzed; AF is alternating fields, Th is thermal treatment; declination and inclination are in degrees; k and α_{95} are the statistical parameters associated with the mean [Fisher, 1953] and the polarity interpretation is N for normal and R for reversed; VGP is virtual geomagnetic pole position computed from the magnetic direction.

Specimen directions have been rejected from site-mean computations, when demagnetization trajectories did not permit isolation of the characteristic magnetization through vector subtraction spanning at least three or more colinear points.

[1]This mean direction was determined from the intersection of great circles (Figure 7c); Q, the quality factor of the great-circle fit [Halls, 1976], is $1.5 \cdot 10^{-4}$.

[2]At this site, polarities have been combined because the number of R entries was insufficient for statistical treatment.

measured with a cryogenic ScT magnetometer or with a Schonstedt spinner magnetometer. Before demagnetization, a short-term viscosity test [Thellier and Thellier, 1959] was carried out. Alternating field and thermal demagnetizations were performed with Schonstedt equipment, with companion specimens being subjected to different treatments (alternating field, AF, or thermal, th) in order to compare coercivity and blocking-temperature spectra of the components of magnetization. Orthogonal projections of the demagnetization results were used to determine the directions of components of magnetization [Zijderveld, 1967]; in cases where overlapping coercivity or blocking-temperature spectra gave rise to a suspicion that complete separation of components was not achieved, we used great-circle analysis [Halls, 1976] to establish the characteristic direction. Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition experiments have been performed with a cryogenic magnet, capable of reaching 5 T, and thermomagnetic analyses were done at the University of Rennes with a Brucker Curie balance. For a representative set of samples, polished thin-sections were examined in reflected light. NRM intensities (Figure 2a) are relatively low for such mafic rocks with a lognormal distribution and a modal peak intensity of $5 \times 10^{-2} Am^{-1}$. The short-period (8-day) viscosity coefficients are also low, with values less than 20% for three-quarters of the sample population (Figure 2b). Where high values of the viscosity coefficient were observed, low-coercivity, often-random components of magnetization were generally common. The NRM directions (Figure 2c) cluster in the southwestern lower-hemisphere quadrant or around a vertically upward direction.

As mentioned earlier, our samples have been obtained in three localized areas of gabbroic-granodioritic phases, as well as from two quarries. Below, the demagnetization results

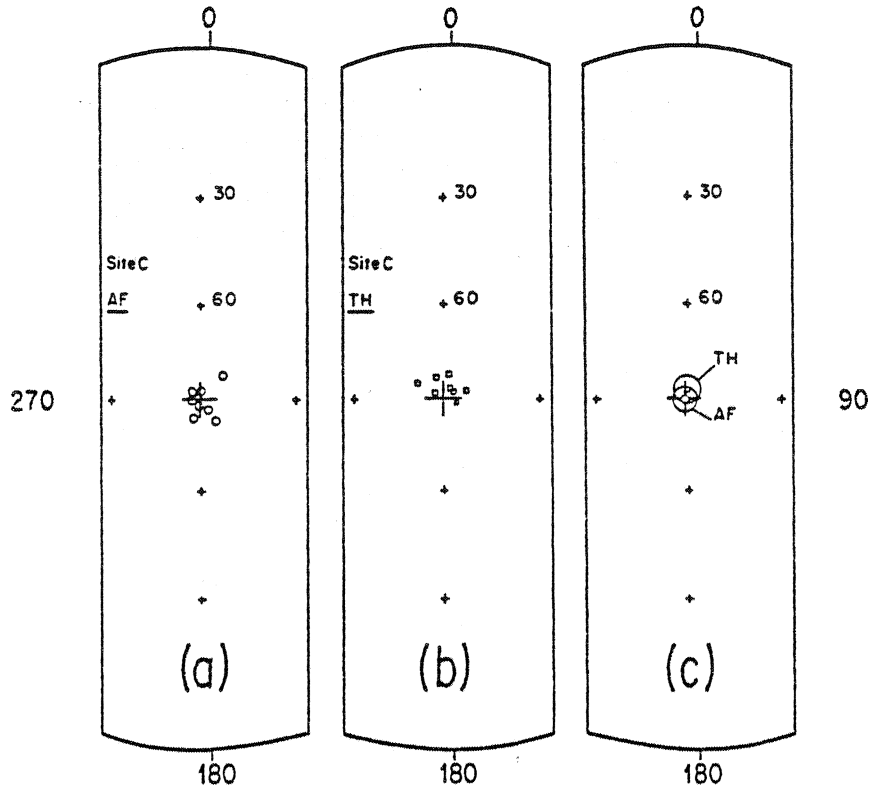


Fig. 4. Stereographic projections for the characteristic directions of magnetization of site C, obtained from (a) alternating field demagnetization or (b) thermal demagnetization. (c) The mean directions of these two groups and their cones of 95% confidence. Same conventions as in Figure 2c.

will be described for each of these four groups: Massais, Argenton-Chateau, the quarries, and Saint-Varent.

Massais (sites A-E)

In this area, which in contrast to two of the other groups of sites is not close to the SASZ, essentially univectorial decay of the magnetization was observed after removal of an occasional low-coercivity or low-blocking temperature component (Figures 3a-3d). AF demagnetization up to 100 mT removes well over half of the nearly vertically upward or downward component (Figures 3a and 3c). Thermal demagnetization experiments (Figure 3b) indicate blocking temperatures of this characteristic magnetization between 550° and 580°C. A few samples from site D show a two-component behavior, but the same characteristic component is removed above 580°C (Figure 3d).

Table 1 lists the mean directions, demagnetizing range, and statistical parameters associated with the means of the sites. For the Massais sites, few specimens had to be rejected (see n/n_o in Table 1), although site E formed an exception: here, observable weathering at the outcrop correlated with poor stability during demagnetization of half the specimens.

A few other observations for the Massais results are noteworthy. First, AF and thermal demagnetization for each site give nearly identical directions of magnetization, despite occasional soft overprinted components (Figure 4). Second, the characteristic magnetization decreases abruptly in intensity between 560° and 580°C (Figures 3b and 5b) for most samples, but the magnetization is not always completely removed until well above 600°C. If one computes, for instance, the direction for the samples of site D, the same result is obtained for the residual components above 580°C as for the components removed between 570° and 580°C (Figure 5c). This indicates to us that (1) hematite is occasionally the carrier of magnetization, (2) most likely magnetite is a carrier also, and as we will see later, this has been confirmed by optical and rock magnetic work, and (3) whatever the carrier of magnetization, the direction of the characteristic remanence is the same in these sites.

Argenton-Chateau (sites F-H)

NRM directions of these three sites are all in the lower-hemisphere southwest quadrant, and most specimens show upon demagnetization steeply downward characteristic magnetizations (see Table 1). However, shallower, often southwesterly directions were also removed during AF and thermal demagnetization, and these are compiled in Table 2. Site H is typical for this multicomponent behavior, which is illustrated in Figure 6. Above 560°C and between 20 and 100 mT, the characteristic (steeper) direction is removed (Figures 6b and 6c). A low-blocking temperature component is removed by 250°C (Figure 6c) and is interpreted as a present-day field direction acquired in the field or the

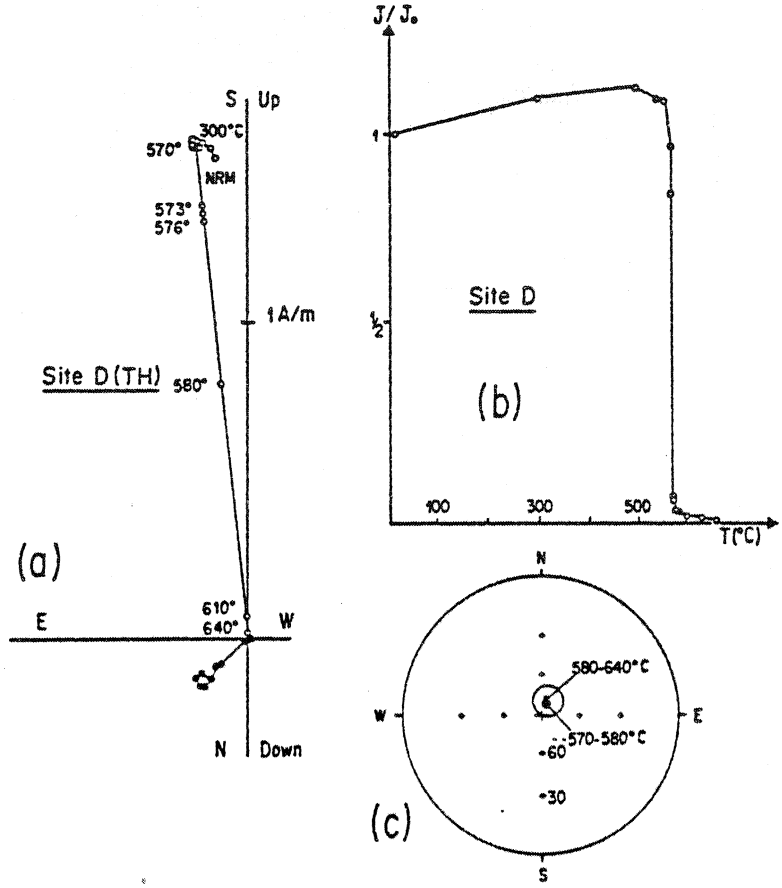


Fig. 5. Demagnetization results revealing the presence of hematite as well as magnetite in samples from site D. (a) Thermal demagnetization (as in Figure 3) showing blocking temperatures below as well as above 580°C. (b) Normalized intensity versus demagnetization temperature for another sample, showing pronounced decay in an interval typical of magnetite, as well as a very small remanence fraction with blocking temperatures characteristic of hematite. (c) Directions of the components of magnetization during thermal demagnetization averaged for this site for temperatures below 580° as well as above 580°C, in stereographic projection. Same conventions as in Figures 2 and 3.

TABLE 2. Hercynian Overprint: Site-mean directions

Site	n	Cleaning Range AF, mT	Cleaning Range Th, C	Declination	Inclination	k	α_{95}
C	5	20-50	300-570	183	+38	29	14
F	7	>50	0-580	231	+26	89	6
G	11	>50	300-500	225	+18	72	7
H	15	>60	300-500	230	+20	34	7
J	7		300-560	207	+ 9	13	18
L	6	0-20	200-500	232	+ 6	31	19
M*	6	20-90	0-570	260	+25	13	19
Mean	6			219	+20	15	18

Symbols and abbreviations are explained in Table 1. The south-paleopole is located at 23°S, 316°E, whereas the mean Carboniferous reference pole for the Armorican Massif is located at 30°S, 326°E [Perroud et al., 1985]. These two poles are statistically indistinguishable.

*This site has been excluded from the computation of the mean direction.

laboratory. However, between 250° and 560°C, or above 100 mT in AF demagnetization, a southwesterly and shallow component is isolated (Figures 6b and 6c), with a direction typical for the Late Paleozoic in Hercynian Europe (Table 2).

The Quarries (sites I-J)

Gabbroic to granodioritic phases were sampled at sites I and J (Figure 1). The magnetic behavior is very similar to that of the Massais area, and nearly vertical (up or down) characteristic directions were obtained (Figure 7a, Table 1). Site J, in addition, shows evidence of the shallow southwesterly overprint between 300°C and 560°C, before the characteristic and steeply up direction is removed between 560°C and 580°C. In site I, a few samples showed a complex multicomponent magnetization. A Zijderveld diagram and great-circle plot (Figures 7b and 7c) reveal the successive removal of (1) a soft downward component, (2) an intermediate upward component between 20 and 50 mT, and (3) a second downward component above 60 mT. We interpet this phenomenon as caused by overlapping coercivity

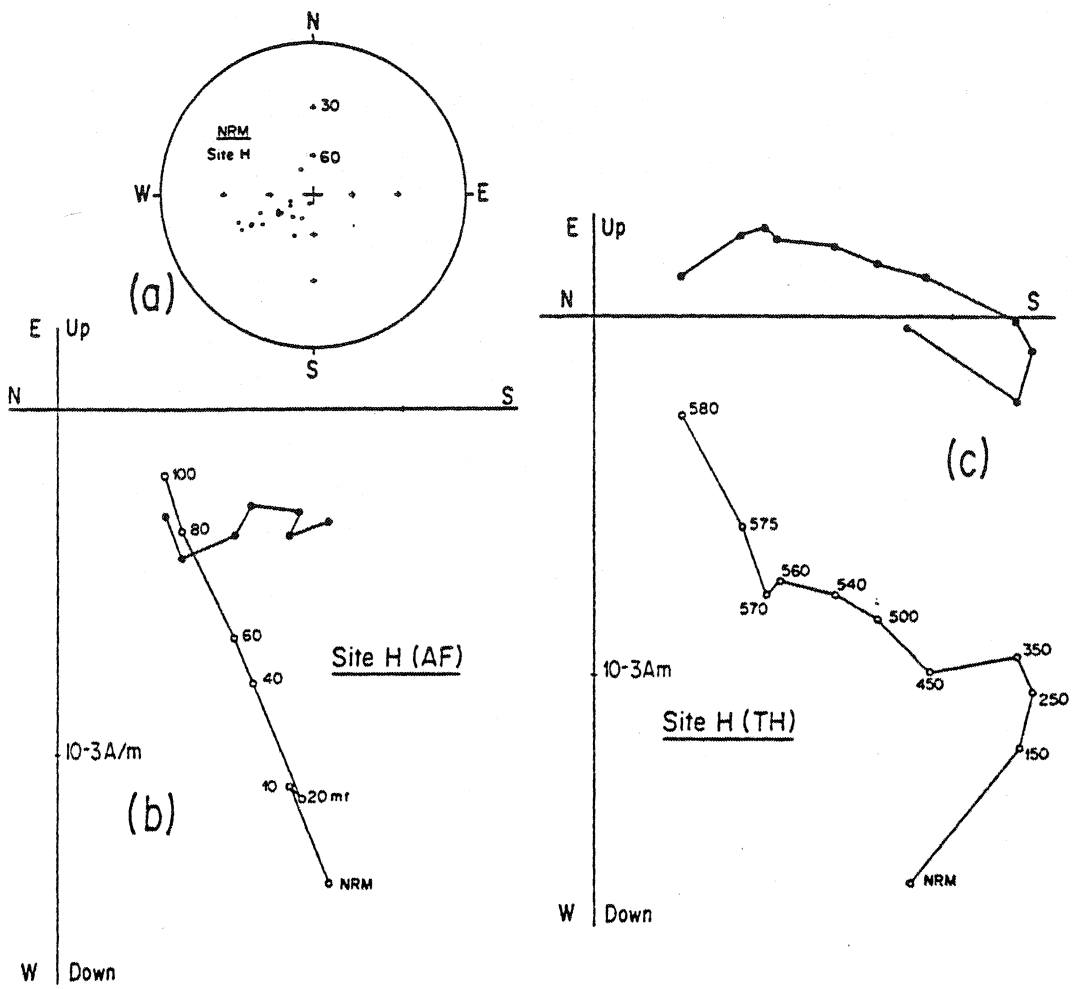


Fig. 6. (a) NRM directions, (b) alternating field demagnetization diagram, and (c) thermal demagnetization diagram of samples from site H (Argenton Chateau area). Same conventions as in Figures 2 and 3.

spectra, above 20 mT, of juxtaposed normal and reversed characteristic magnetizations; we will see that such behavior is much better documented in the Saint-Varent sites (K-O). Great-circle analysis of the trends shown in Figure 7c yields convergence at declination/inclination = 120°/+75° (see Table 1) for four specimens, in addition to the vector-subtraction results for an upward direction with declination/inclination = 317°/-82°.

Saint-Varent (sites K-O)

In the sites of this area, the viscosity coefficients (Figure 2b) were among the highest and, consequently, it came as no surprise to find more multicomponent behavior than in the previously discussed groups.

Sites K and L may serve as an example (Figures 8 and 9). In site K, low-coercivity (<30 mT) and low-blocking temperature (<500°C) components are northerly and down; these are interpreted as present-day field or laboratory-acquired viscous overprints. After removal of these components, however, eleven specimens showed a steep upward component (Figure 8c) and five other specimens yielded a steep and southerly downward component (Figure 8d) with near-antipodal directions (Table 1). Site L shows antipodal directions present in the same sample (Figure 9a), although in general only the steeply downward component (Figure 9b) is well isolated. The other components (Figure 9c) reveal a trend for site L toward a westerly and steeply upward direction, but clearly these components have not been determined accurately by vector-subtraction above 540°C and cannot be used for a paleopole determination.

Carriers of Magnetization

With occasional exceptions, such as noted earlier for blocking temperatures in the hematite range, the demagnetization results have all characteristics of magnetite. Especially, the sharp drop in intensity between 560° and 580°C (Figure 5b) seems to indicate relatively pure, fine-grained magnetite such as characteristically found as inclusions in the plagioclases of gabbroic samples. Median-coercive fields of about 80 mT support this contention, and imply a single-domain state [Dunlop et al., 1973].

To document further the nature of the remanence carriers, IRM acquisitions, thermomagnetic runs and optical petrography have been used, and all confirm the presence of magnetite,

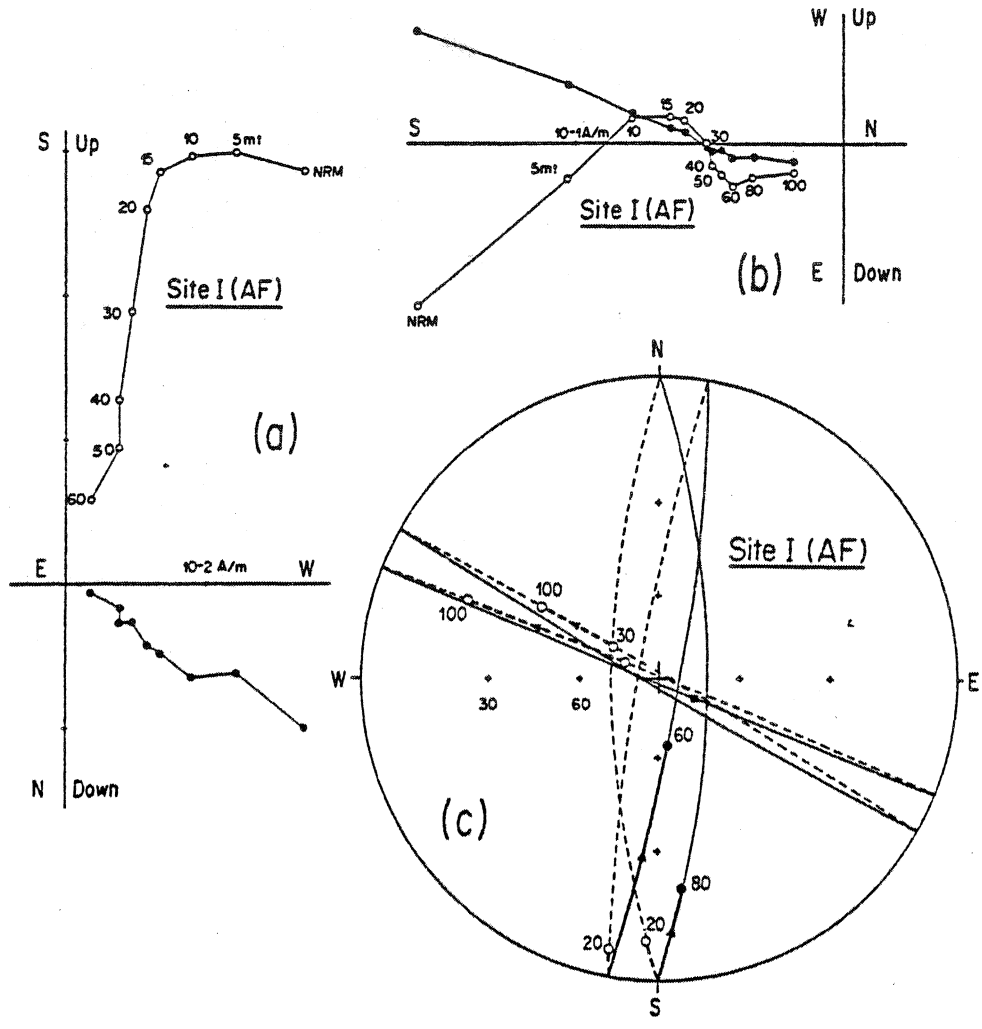


Fig. 7. Results from site I, the quarry of La Gouraudière. (a) Zijderveld diagram of an alternating field demagnetization (as in Figure 3), showing the characteristic and steeply upward direction; (b) alternating field demagnetization of another sample, showing superimposed components of magnetization with downward, upward, and again downward directions; (c) stereographic projection of the great-circles obtained from AF demagnetization of four samples from site I that show multivectorial behavior. Numbers refer to peak alternating fields (in mT); continuous (dashed) lines represent projections onto the lower (upper) hemisphere, with bold segments of these lines giving the observed trajectories. The square is the best-fit direction of the great-circle convergence.

as well as occasional hematite. Figure 10a displays an IRM acquisition curve for site F, characteristic of hematite, but with a fairly low-coercivity (<0.3T) backfield value. Figure 10b is more typical, with saturation reached below 0.2 T and suggests magnetite as the carrier of the remanence. A Lowrie-Fuller test [Lowrie and Fuller, 1971] on a gabbro sample from Massais indicates single-domain state. Figure 11 shows thermomagnetic analyses indicative of magnetite (Figures 11a-11c) or, in addition, small (Figure 11b) to sizeable but possibly ambiguous hematite contributions (Figure 11d). We recall that thermal demagnetization of samples from site D (Figure 3d) and IRM acquisition of site F (Figure 10a) also showed the presence of hematite. In general, the thermomagnetic curves of the gabbroic samples are reversible, but the microgranite of site B (Figure 11c) reveals some mineralogical changes.

Transmitted-light examination of thin-sections generally does not reveal traces of deformation or metamorphism, and the opaques appear primary. The latter is true even for samples from Argenton-Chateau, close to the SASZ, although some recrystallization and deformation can be seen there. Reflected-light microscopy shows that large (≈100 μm) iron-oxide grains are common and that these have been exsolved into magnetite and ilmenite lamellae. This exsolution may have produced small grains, that fit the characteristics of the observed magnetizations. However, even if the large grains thus observed do not carry all or even part of the high-coercivity remanence, they nevertheless show that primary iron-oxide phases have survived in these samples. In the Argenton-Chateau samples (sites F-H), hematite is seen as alteration products of magnetites, in agreement with rock magnetic observations. Moreover, demagnetization revealed a high-coercivity compo-

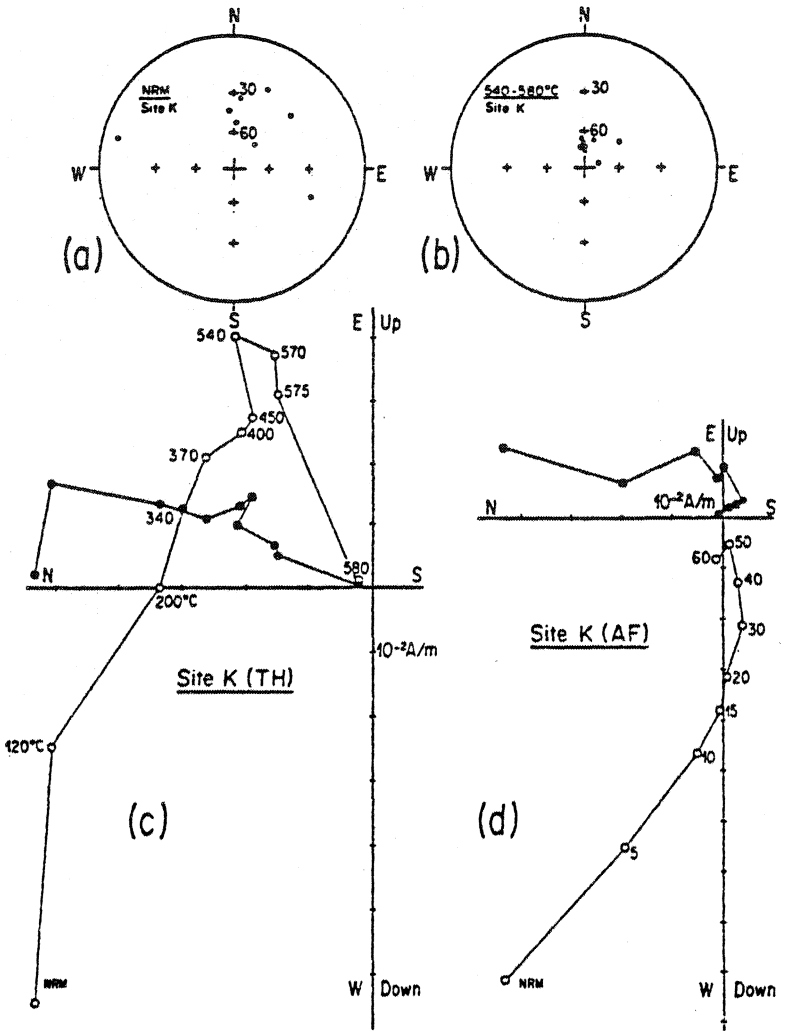


Fig. 8. Results from site K from the Saint-Varent area. (a) Stereographic plot with the NRM directions of thermally treated samples, (b) characteristic directions obtained during thermal demagnetization between 540° and 580°C, (c) thermal demagnetization diagram, and (d) alternating field demagnetization diagram (as in Figure 3). For site K, 11 specimens showed upward directions, as in Figure 8c, and five other specimens from different samples showed downward directions (as in Figure 8d), listed separately for each polarity in Table 1.

nent of magnetization which we interpret as a Late Paleozoic overprint. In view of this and of the deformation and recrystallization of samples in this area close to the SASZ, we infer a relationship with the Carboniferous movements along the fault.

We conclude that magnetite, fine grained and relatively free of titanium, is the predominant magnetic carrier. However, hematite is present in small amounts in site D and significantly in samples from the sites of Argenton-Chateau near the SASZ.

Discussion

The principal finding of this study consists of a steep, antipodal, and thermally discrete characteristic magnetization, carried generally by magnetite but also by hematite in site D. The mean direction with declination/inclination = 340°/-83° (Table 1) is unlike any direction observed in post-Ordovician rocks from the Armorican Massif, or from anywhere else in Europe for that matter. Thus we have reason to believe that we have obtained a primary magnetization, i.e., a magnetic direction of Late Ordovician age. Two observations further strengthen this contention.

The first observation concerns the antipodal nature of the characteristic remanence (Figure 12), which indicates that demagnetization has been effective in removing secondary overprints and has isolated a reliable record of the paleofield.

The second observation involves the internal consistency of the characteristic remanence between the four sampling areas or groups (Figure 13). This appears to rule out any differential structural tilts greater than 20° between parts of the intrusive complex. A tilt of the complex as a whole is more difficult to rule out, but the size of the Thouars Massif would appear to preclude any tilt of significance, say, much greater than 20°. This structural uncertainty which exists, of course, for all nonstratified bodies, implies that even when it is taken into account, an inclination greater than 60° is obtained. In view of other steep

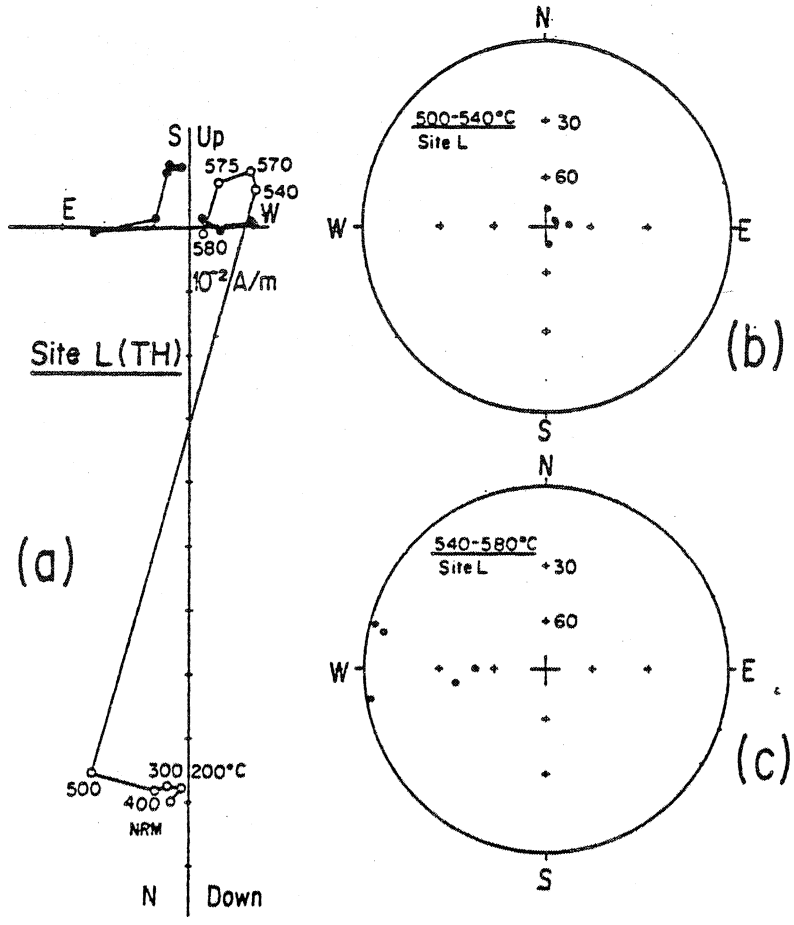


Fig. 9. Thermal demagnetization results from site L from the Saint-Varent area. (a) Zijderveld diagram of a thermal demagnetization of a sample containing both upward and downward characteristic directions, (b) stereographic plot of the downward directions obtained in the temperature range of 500°-540°C, and (c) stereographic plot of the imperfectly isolated upward or intermediate directions, obtained in the temperature range of 540°-580°C.

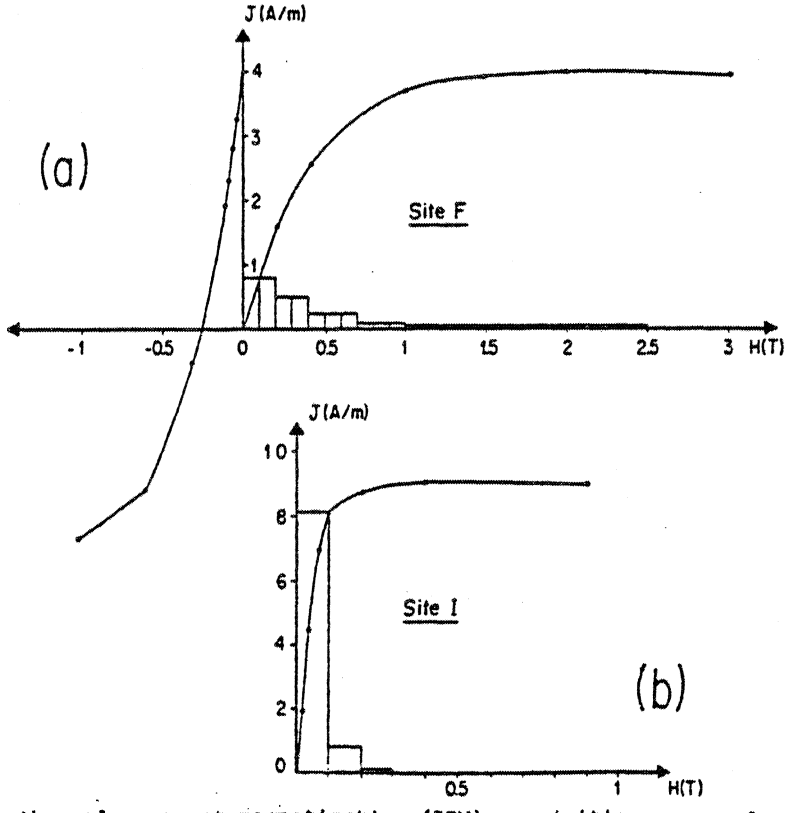


Fig. 10. Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves for (a) a sample from site F containing hematite and (b) a sample from site I containing only magnetite. In Figure 10a the backfield demagnetization of the IRM is also shown.

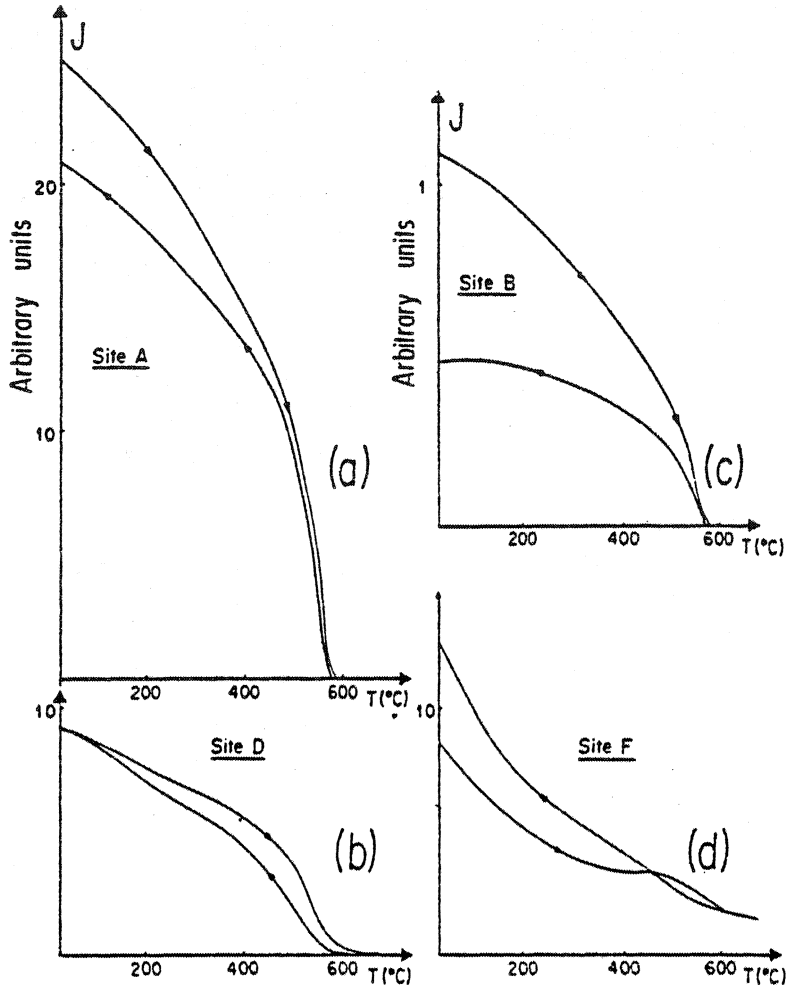


Fig. 11. Thermomagnetic curves indicative for (a,b,c) magnetite or (d) possibly hematite. In addition, the sample shown in Figure 11c reveals mineralogical changes recognized in the irreversibility of the curves.

Ordovician inclinations in Armorica, discussed in the next section, we do not believe that any indications for structural tilt exist.

Thus we conclude that the direction of 340°/-83° accurately represents the Late Ordovician paleofield, and that the paleopole at 34°N, 5°E is reliable.

The secondary magnetizations, determined through vector subtraction on three or more linear points and compiled in Table 2, yield a mean direction of 219°/+20° and a paleopole at 23°S, 316°E. The prominence of this magnetization near the Carboniferous shear zone, and the agreement between this pole and the average Carboniferous pole for the Armorican Massif (30°S, 326°E; Perroud et al. [1985]), argues for a Carboniferous age, associated with the Hercynian orogenic phases.

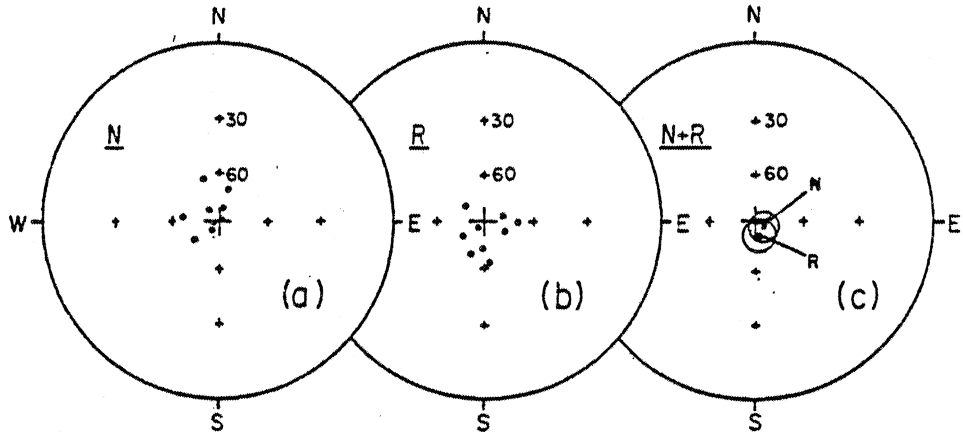


Fig. 12. Stereographic plots with the site-mean directions for (a) upward directions, (b) downward directions, and (c) their respective means with their cones of 95% confidence. In the last plot, the upward mean direction has been inverted to the corresponding downward one for easy comparison.

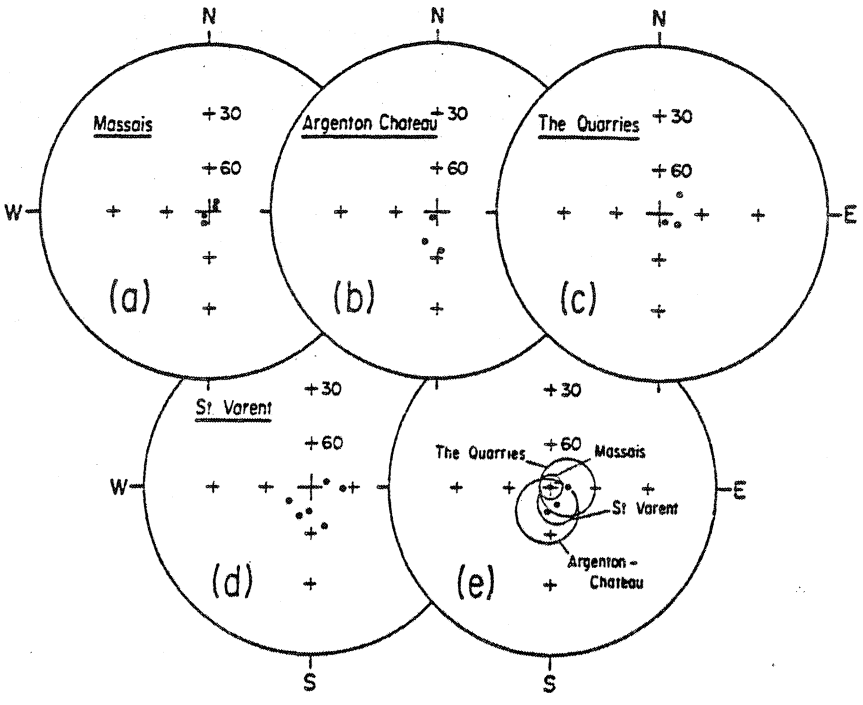


Fig. 13. Stereographic plots of site-mean directions (gabbroic and granodioritic sites only) for (a) the Massais area (sites A, C, D, E), (b) the Argenton Chateau area (sites F, G, H), (c) the quarries (sites I, J), and (d) the Saint-Varent area (sites K, L, M, N, O), as well as (e) the means of these four groups in the same plot with their cones of 95% confidence. Site mean directions are given in Table 1, and upward directions are inverted here to downward directions.

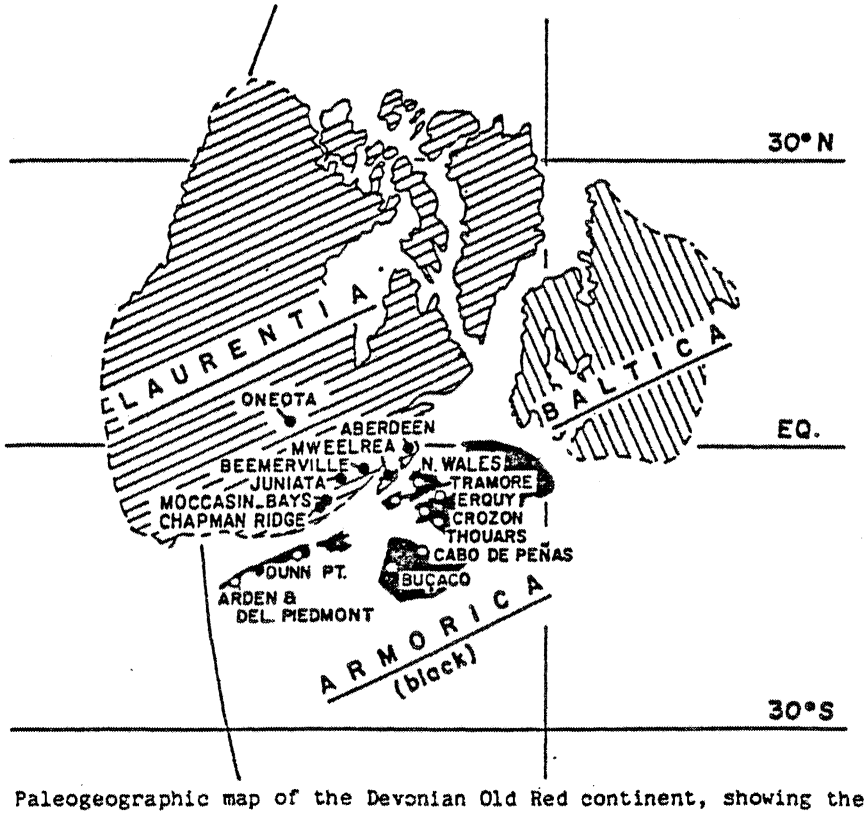


Fig. 14. Paleogeographic map of the Devonian Old Red continent, showing the tectonic elements Laurentia, Baltica, and Armorica in different signatures, with for Laurentia and Armorica the localities indicated where Ordovician paleomagnetic results have been obtained (Table 3). These Ordovician results indicate that at that time Laurentia and Armorica were at very different paleolatitudes and separated by an Early Paleozoic ocean. Baltica was presumably separate as well in the Ordovician. The three continents are thought to have collided in the Late Silurian to Early Devonian, causing the Caledonian and Acadian orogenies in between them.

TABLE 3. Ordovician Paleopoles Discussed in the Text

Formation	Age	Pole Coordinates	Paleo-latitude	Reference
The North American Craton				
Beemerville	Ou (440 Ma)	35S, 306E	11.5S	Proko and Hargraves [1973]
Juniata	Ou	32S, 294E	17.1S	Van der Voo and French [1977]
Moccasin/Bays	Om	33S, 327E	6.5S	Watts and Van der Voo [1979]
Chapman Ridge	Om	27S, 292E	25.7S	Watts and Van der Voo [1979]
Oneota Dolomite	Ol	11S, 345E	1.7S	Jackson et al. [1983]
Other Possibly- North American Areas				
N. Ireland-Mweelrea	Om	11S, 38E	13.8S	Deutsch [1980, 1984]
Scotland-Aberdeen 1	Ou (441 Ma)	5S, 329E	23.4S	Watts and Briden [1984]
-Aberdeen 2	Ou (446 Ma)	0S, 7E	32.0S	Watts and Briden [1984]
-Aberdeen 3	Ou (448 Ma)	11S, 353E	21.4S	Watts and Briden [1984]
-Aberdeen 4	Om (468 Ma)	14S, 32E	13.0S	Watts and Briden [1984]
-Aberdeen 5	Om (>468 Ma)	18S, 32E	9.2S	Watts and Briden [1984]
The Ibero-Armorican Arc (Armorica)				
Thouars Massif	Ou (444 Ma)	34N, 5E	76.4S	This study
Erquy Spilites	Ou	35N, 34E	60.1S	Duff [1979]
Crozon	Ou	3N, 358E	45.6S	Perroud et al. [1983]
Buçaco	Ou	25N, 335E	69.6S	Perroud and Bonhommet [1981]
Cabo de Peñas	Ou	30N, 330E	66.5S	Perroud and Bonhommet [1981]
Other Possibly- Armorican Areas				
Delaware Piedmont	Ou (440 Ma)	48N, 288E	81.2S	Brown and Van der Voo [1983]
Arden, Delaware	Ou (440 Ma)	16N, 303E	61.1S	Rao and Van der Voo [1980]
Nova Scotia-Dunn Pt.	Ou	10N, 300E	53.5S	Johnson and Van der Voo [1983]
S. Ireland-Tramore	Om	11N, 18E	44.0S	Deutsch [1980, 1984]
N. Wales-granites	O	68N, 288E	55.6S	Thomas and Briden [1976]
N. Wales-basalts	O	73N, 49E	60.4S	Thomas and Briden [1976]

O, Ordovician; u, upper; m, middle; and l, lower. The paleolatitudes are computed directly from the inclinations for the site location of the study.

Geodynamic Implications

Previously published Ordovician results from Europe and areas adjacent to it in a late Paleozoic reconstruction of the northern continents [Van der Voo, 1983] reveal that for the North American and Baltic cratons, low paleolatitudes (i.e., low inclination values) prevail. In contrast, an area predominantly in Hercynian Europe can be outlined with high (>50°) paleolatitude values (Figure 14 and Table 3).

It must be noted, however, that none of the previous high-paleolatitude studies in Hercynian Europe would pass stringent reliability criteria insofar as ages or magnetic directions are concerned. Of the results compiled in Table 3, the Erquy and Crozon poles have somewhat uncertain ages of magnetization, and the Buçaco and Cabo de Peñas results were part of complex multicomponent magnetizations without clear separation of components. For Wales, the authors themselves [Thomas and Briden, 1976] considered the results as anomalous. However, all these results, as well as the Tramore pole from southern Ireland [Deutsch, 1980, 1984] and the poles from the Avalon and Piedmont terranes in easternmost North America, can be included in a common outline of high Ordovician paleolatitudes (Figure 14); this area includes virtually all areas originally included by Van der Voo [1979] in his Armorica plate concept. Figure 14 contrasts, in a Late Paleozoic assembly of the Old Red continent [Van der Voo, 1983], the Early Paleozoic equatorial continents of North America (Laurentia) and Baltica with the near-polar continental element of Armorica.

Well-known Ordovician glacial relicts in the western Sahara [Dillon and Sougy, 1974], and in

Hercynian Europe as well [Hamoumi et al., 1981; Dangeard and Doré, 1971; Doré and LeGall, 1972], argue for a juxtaposition of Africa and Armorica in the vicinity of the south pole. Ordovician paleomagnetic results for Gondwana [Morel and Irving, 1978] and faunal considerations [Whittington and Hughes, 1972; Turner and Tarling, 1982; Cocks and Fortey, 1982] further support this paleogeography.

We therefore conclude that, in the Ordovician, Gondwana and Armorica were joined near the south pole, Laurentia and Baltica were located near the equator, and oceans such as Iapetus and an Ordovician Medio-European ocean separated these continents. By middle Devonian time, however, Laurentia, Baltica, and Armorica had coalesced into the Old Red continent. This scenario rules out a Taconic collision between Laurentia and Armorica as previously postulated by Van der Voo [1979] because there is not enough time to have Armorica move from polar to near-equatorial paleolatitudes to collide in the Late Ordovician. Instead, the Caledonian and Acadian orogenies must be regarded as being the products of the Laurentia-Baltica, Laurentia-Armorica, and Armorica-Baltica collisions, if these continents are to be assembled by Late Devonian time (as mandated by the paleomagnetic data for that time). This geodynamic picture implies a rapid northward drift of Armorica with velocities of the order of 10 cm/yr between 440 and 370 Ma.

Acknowledgments. We thank J. Le Métour for his help in the field and A. Roy, manager of the quarries, for his permission to sample there. Valerian Bachtadse and Thorne Lay provided valuable comments on the manuscript. This research was supported by the INAG through its national program "ATP Géodynamique II" and by the Division of Earth Sciences, the National Science Foundation, grant 81-03031.

References

Bernard-Griffiths, J., and J. Le Métour, Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise-en-place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif Vendéen): Implications géologiques, Bull. Bur. Rech. Geol. Min., 2e Sér., sect. 1, 4, 365-371, 1979.

Berthé, D., P. Choukroune, and P. Jegouzo, Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican shear zone, J. Struct. Geol., 1, 31-42, 1979.

Brown, P. M., and R. Van der Voo, A paleomagnetic study of Piedmont metamorphic rocks from northern Delaware, Geol. Soc. Am. Bull., 94, 815-822, 1983.

Carpenter, M. S. N., and L. Civetta, Hercynian high pressure/low temperature metamorphism in the Ile de Groix blue-schists, Nature, 262, 276-277, 1976.

Cocks, L. R. M., and R. Fortey, Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain, J. Geol. Soc. London, 139, 465-478, 1982.

Cogné, J., La chaine hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interpretation géodynamique globale, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, CNRS Proc. Int. Colloq., 268, 111-129, 1977.

Dangeard, L., and F. Doré, Facies glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 73, 550-565, 1971.

Deutsch, E. R., Magnetism of the Mid-Ordovician Tramore Volcanics, southeastern Ireland, and the question of a wide Proto-Atlantic Ocean, J. Geomagn. Geoelectr., Suppl. III, 32, SIII 77 - SIII 98, 1980.

Deutsch, E. R., Mid-Ordovician paleomagnetism and the Proto-Atlantic Ocean in Ireland, Plate Reconstruction From Paleozoic Paleomagnetism, Geodyn. Ser., 12, edited by R. Van der Voo, C. R. Scotese and N. Bonhommet, pp. 116-119, AGU, Washington, D.C., 1984.

Dillon, W. P., and J. M. A. Sougy, Geology of West Africa and the Canary and Cape Verde Islands, The Ocean Basins and Margins, edited by A. E. M. Nairn and F. G. Stehli, pp. 315-390, Plenum, New York, 1974.

Doré, F., and J. LeGall, Sedimentologie de la "Tillite de Feugerolles" (Ordovicien superiéur de Normandie), Bull. Soc. Geol. Fr., 14, 199-211, 1972.

Duff, B. A., The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician red beds, the Erquy spilite series, and the Trégastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and Channel Islands), Geophys. J. R. Astron. Soc., 59, 345-365, 1979.

Dunlop, D. J., J. A. Hanes, and K. L. Buchan, Indices of multidomain magnetic behavior in basic igneous rocks: AF demagnetization, hysteresis, and oxide petrology, J. Geophys. Res., 78, 1387-1393, 1973.

Fisher, R. A., Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. London Ser., A, 295-305, 1953.

Halls, H. C., A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles, Geophys. J. R. Astron. Soc., 45, 297-304, 1976.

Hamoumi, N., L. Le Ribault, and A. Pelhate, Les schistes de Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif Armoricain occidental): Une formation glaciaire à la périphérie d'un inlandsis ordovicien, Bull. Soc. Geol. Fr., 23, 279-286, 1981.

Jackson, M. J., R. Van der Voo, and D. R. Watts, Paleomagnetism of the Lower Ordovician Oneota dolomite, Upper Mississippi Valley (abstract), Eos Trans. AGU, 64, 216, 1983.

Jegouzo, P., The South Armorican Shear Zone, J. Struct. Geol., 2, 39-47, 1980.

Johnson, R. J. E., and R. Van der Voo, A paleomagnetically determined position for the Avalon terrane in the Early Paleozoic (abstract), Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 15, 605, 1983.

Lefort, J.-P., The Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in western Europe, Geology, 7, 384-388, 1979.

Lowrie, W., and M. D. Fuller, On the alternating field demagnetization characteristics of multi-domain thermoremanent magnetization in magnetite, J. Geophys. Res., 76, 6339-6349, 1971.

Morel, P., and E. Irving, Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic, J. Geol., 86, 535-561, 1978.

Perroud, H., and N. Bonhommet, Paleomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in western Europe, Nature, 292, 445-448, 1981.

Perroud, H., N. Bonhommet, and R. Van der Voo, Palaeomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France), Geophys. J. R. Astron. Soc., 72, 307-319, 1983.

Perroud, H., M. Robardet, R. Van der Voo, N. Bonhommet, and F. Paris, Revision of the age of magnetization of the Montmartin Red Beds, Normandy, France, Geophys. J. R. Astron. Soc., in press, 1985.

Peucat, J.-J., J. Le Métour, and C. Audren, Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale, Bull. Soc. Géol. Fr., 20, 163-167, 1978.

Proko, M. S., and R. B. Hargraves, Paleomagnetism of the Beemerville (New Jersey) alkaline complex, Geology, 1, 185-186, 1973.

Rao, K. V., and R. Van der Voo, Paleomagnetism of a Paleozoic anorthosite from the Appalachian Piedmont, northern Delaware: Possible tectonic implications, Earth Planet. Sci. Lett., 47, 113-120, 1980.

Thellier, E., and O. Thellier, Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, Ann. Géophys., 15, 285-376, 1959.

Thomas, C., and J. C. Briden, Anomalous geomagnetic field during the Late Ordovician, Nature, 259, 380-382, 1976.

Turner, S., and D. H. Tarling, Thelodont and other Agnathan distributions as tests of Lower Paleozoic continental reconstructions, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 39, 295-311, 1982.

Van der Voo, R., Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies (abstract), Eos Trans. AGU, 60, 241, 1979.

Van der Voo, R., Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10, 191-220, 1982.

Van der Voo, R., Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent, Tectonophysics, 91, 271-283, 1983.

Van der Voo, R., and R. B. French, Paleomagnetism of the Late Ordovician Juniata Formation and the remagnetization hypothesis, J. Geophys. Res., 82, 5796-5802, 1977.

Watts, D. R., and J. C. Briden, Palaeomagnetic signature of slow post-orogenic cooling of the North East Highlands of Scotland recorded in the Newer Gabbros of Aberdeenshire, Geophys. J. R. Astron. Soc., 77, 775-788, 1984.

Watts, D. R., and R. Van der Voo, Paleomagnetic results from the Ordovician Moccasin, Bays and Chapman Ridge formations of the Valley and Ridge Province, eastern Tennessee, J. Geophys. Res., 84, 645-655, 1979.

Whittington, H. D., and C. P. Hughes, Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution, Phil. Trans. R. Soc. London, Biol. Ser., 263, 235-278, 1972.

Zijderveld, J. D. A., AF demagnetization of rocks: analysis of results, Methods in Paleomagnetism, edited by D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn, pp. 254-287, Elsevier, New York, 1967.

H. Perroud, Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, L.P. 466 of Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Géophysique Interne, Université de Rennes 1, Beaulieu Campus, 35042 Rennes-Cédex, France.

R. Van der Voo, Department of Geological Sciences, University of Michigan, 1006 C.C. Little Building, Ann Arbor, MI 48109-1063.

(Received May 10, 1984;
revised October 5, 1984;
accepted October 26, 1984.)

PALAEOMAGNETISM OF THE ORDOVICIAN MOULIN DE CHATEAUPANNE FORMATION,VENDEE, WESTERN FRANCE.

H. PERROUD, N. BONHOMMET et J.P. THEBAULT.

C.A.E.S.S., Laboratoire de Géophysique Interne, Institut de géologie, Université de Rennes 1, 35042 RENNES Cédex.

Abstract.

The palaeomagnetic study of the Moulin de Chateaupanne formation reveals two characteristic components of magnetization : the first one, isolated by thermal treatment in intermediate temperatures, is strongly resistant to chemical leaching. Its direction (D = 217°, I = + 25°, α_{95} = 5°5) and the corresponding pole position (lat = 21°S, long = 320°E) are typical of the Hercynian overprints in the Armorican Massif. The second component, carried by fine-grained hematite, presents a steep downward direction (D = 228°, I= +81°, α_{95} = 6°; pole position : lat = 34°N, long = 343°E) already recognized in other Ordovician rock units from the same area ; it is resistant to high temperature and is believed to be of chemical origin, as assessed by a conglomerate test. A mutual consistency test with the nearby Thouars Massif suggests on the one hand that the tilt of the formation has a sedimentary origin and on the other hand that the

Thouars Massif has not suffered significant tilt during the Hercynian orogenic events.

Introduction.

The Armorican Massif (Western France) is very rich in Lower Palaeozoic redbeds. Usually they are unfossiligerous and their stratigraphic age, deduced from the geological background is poorly known, leading sometimes to controversial interpretation (see Perroud et al., 1985 for example). Palaeomagnetic study of most of these redbeds was done by Duff (1979) in a large survey of the whole Armorican Massif. One of the sites studied by Duff (LV) is the Moulin de Chateaupanne. It is in fact an exception to all other units : it is a well stratified detrital formation, unfolded and unmetamorphosed, gently dipping to the North-West and discordantly overlying Brioverian greywackes. It is composed of reddish to yellowish sandstones, breccias or siltstones, including microconglomeratic levels with Brioverian pebbles. It has been attributed an Arenig age of the basis of brachiopodes and conodontes fauna (Blaise et al., 1970 ; Cavet et al., 1979).

Therefore, in our effort to obtain lower Palaeozoic palaeomagnetic poles for the Armorican regions, and as an alternative to the result given by Duff by mixing all redbeds studied, we have choosen this formation for a detailed palaeomagnetic study. Furthermore, sedimentary rocks offer the advantage of a well defined palaeo-horizontal (bedding), although the mechanism of remanence acquisition is not very well understood. In contrast, a thermoremanent magnetization (TRM) is usually present in igneous rocks and is easily reproduced in

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

laboratory, but indications of tilt are generally missing. A combination of these two kinds of data is highly desirable, and that is what we have expected to achieve in this study. As a matter of fact we have recently obtained an Ordovician palaeomagnetic pole on the Thouars hypovolcanic massif (Perroud and Van der Voo, 1985) situated a few tens of kilometers from Chateaupanne. Both studies can be considered as mutual consistency tests and the reliability of both results will be improved by the comparison.

Sampling and method.

The "série du Moulin de Chateaupanne" is known only in a few localities on the southern margin of the Ancenis syncline (Fig.1) ; it lies as patches on the Brioverian basement of the "Série des Mauges", isolated from the folded Palaeozoic sequence of the Ancenis syncline by Hercynian faults. Furthermore, the red coloration of the formation is not systematic (Blaise et al., 1970). Only two sites have been found, suitable for palaeomagnetic investigation (Fig. 1 MC, DC) : firstly, the Chateaupanne quarry (MC), where a complete cross-section of the formation is available. It has been widely sampled with 25 cores drilled in the field plus nine oriented hand-samples. Moreover, a large hand-sample of breccia has been collected for a conglomerate test. In the other site, les Deux-Croix (DC), 3 oriented hand samples have been collected.

Remanent magnetization measurements were made with the Schonstedt DSM-1 computer assisted magnetometer. Standard cleaning procedures were performed (Schonstedt equipment) on all specimens,

including a.f., thermal and chemical progressive demagnetizations. In addition, isothermal remanent magnetization (IRM) was given to couples of leached and unleached specimens, and thermomagnetic curves produced, using a Brucker Curie balance. Demagnetization results were displayed on Zijderveld diagrams and graphically interpreted.

Results of the palaeomagnetic analysis.

NRM intensities are homogeneous on the whole specimen set, in the range 10E-3 to 10E-2 A/m. Directions are reasonnably grouped (South-West, moderatly inclined downwards). Only a few specimens from "Les Deux Croix" seem to be deviated towards the present-day field direction.

A.f. demagnetization up to 100 mT does not affect much of the remanent magnetization, as it is generally the case in redbeds where hematite is the main magnetic carrier. Upon chemical leaching (11 specimens), the intensity of magnetization decreases rapidly during the first 200 hours (normality 6N), then goes down to a minimum value characterized by a flat portion of the curve for leaching times above 600 hrs (normality increased to 12 N). About 20% of the initial magnetization remains unaffected at 1000 hours. Coloration of the samples changes progressively from red to grey. Characteristic directional changes during the procedure (Fig. 2a) correspond usually in lowering the inclination while declination remains stable. Corresponding Zijderveld diagrams show a linear trajectory bypassing the origin, until a stable end point is reached when leaching ceases being efficient. This behaviour is characteristic of the multivectorial origin of the magnetization.

Two groups of directions can be obtained from these experiments: one (CHA), including all the components removed by leaching, is estimated from the linear segment of the demagnetization diagrams; In Situ mean direction is 216°/+54, k=32, N=7; the other (CHB) is composed of the end-points and has an In Situ mean direction: 221°/+27, k=152, N=6. Corresponding data are shown in figure 3a.

Thermal demagnetization (36 specimens) confirms the multivectorial nature of the NRM: up to 300°C, a small vertical component is removed, very likely of viscous origin (Fig. 2b,c); then a southern and shallow component is destroyed below 500°C; finally the magnetization decays towards the origin in Zijderveld diagrams, revealing a steep component of magnetization stable in the range 600-670°C. This behaviour is observed as well at the Chateaupanne quarry (Fig. 2b) as at les Deux-Croix (Fig. 2c). It should be noted that one hand sample from the last site revealed present day field component at temperature below 500°C and an anomalous easterly direction at higher temperature; it has been excluded from further consideration. The In Situ mean directions for the last two components are: 215/+25, k=42, N=32 for the intermediate (THA), and 234/+82, k=35, N=29 for the high unblocking temperature (THB). Corresponding data are shown in figure 3b. These results are in good agreement with those mentionned by Duff (1979), for site LV, obtained from 2 specimens (see table 3, p. 353).

Magnetic carriers analysis.

The maximum unblocking temperature obtained during thermal demagnetization (670°C), together with the hardness to alternating fields, implies that hematite carries a significant part of the magnetization, including the high temperature component. However, we cannot exclude contributions from other magnetic minerals. We have therefore conducted experiments on couples of leached and unleached specimens to analyse the carriers of the two components (removed and residual magnetizations) obtained by the chemical procedure.

Weakly magnetized sediments need a very carefull processing of the thermomagnetic cycles. In particular as we are using a vertical balance, it is necessary to control weight loss. Heating was therefore conducted in the following manner: temperature is increased by 50° steps; when stabilization is obtained, the field (about 0.8 T) is turned off, and the balance zeroed; then the field is turned on and the magnetic strenght measured. The heating curve is thus obtained in a discrete fashion. Upon cooling, measurement is continuous. We can notice on figure 4a the excellent overlap between the discrete heating curve (black dots) and the continuous cooling curve, showing the reversability of the processus (experiments in air). From the same specimen, identical weight of leached and fresh rock powders were analysed (Fig. 4a). The difference of these two curves (4a) has been constructed and is shown in Fig. 4b; the result is therefore representative of the magnetic minerals dissolved by the acid. It is typical of a ferromagnetic constituant, with a Curie point around 650°C, that

is nearly pure hematite. On the contrary, the leached specimen does not reveal any trace of this constituent (Fig. 4a). The concavity below 200°C can be attributed to paramagnetic minerals, or to a low Curie temperature mineral, such as ilmenite; above 200°C, a second Curie temperature appears (about 520°C), which characterize the magnetic carrier unaffected by chemical leaching.

A similar analysis has been performed with progressive IRM acquisition experiments. A couple of leached and unleached pieces of the same sample were given IRMs up to 1.25 T, and the behaviour of the dissolved magnetic components was determined taking the difference between the two IRM acquisition curves (Fig. 5a). Coercivity spectra were calculated for both dissolved and residual magnetic grains (Fig. 5b) : the first is typical of fined-grained hematite (Dunlop, 1972), while the second shows a very large acquisition in fields lower than 0.1 T and a weaker contributions up to 0.5 T. The interpretation of that last magnetic phase is more ambiguous : large grain hematite (specularite) or even magnetite are plausible candidate.

Interpretation of the magnetization components.

The intermediate unblocking temperature (THA) and the chemically undissolved (CHB) components show identical directions. Moreover, the Curie temperature of 520°C obtained from the Js - T curve of leached sample is very consistent with the temperature range of stability for that component. On the contrary, the high temperature steep direction (THB) does not fit with neitheir component obtained by chemical demagnetization (CHA nor CHB). However, one can notice that CHA has a direction intermediate

between THA and THB (Fig.3). We argue therefore that chemical demagnetization does not isolate well the characteristic magnetization. The apparent components removed by leaching (CHA) are a combination of two (or more) magnetizations. We will not consider them any more and we will use rather thermal results. Another consequence is that the fine-grained hematite (high coercivity and Curie temperature around 650°C) carries both the high-temperature steep component and a part of the shallow component, while the undissolved magnetic grains carry only the shallow component.

Further constraints can be obtained for the age of acquisition of these components by using the geological background ; firstly a conglomerate test has been performed on a large hand sample presenting pebbles of Brioverian meta-sediments. The size of the pebbles (a few centimeters) was too small to allow standard sampling. We have therefore drilled 8 mm cores in the matrix and in a set of pebbles. The magnetic moment was very low and a cryogenic magnetometer was used to make the measurements. The results are displayed on figure 6 and it appears that the pebble magnetization is not random. On the contrary it presents rather a trend towards the matrix magnetization direction. We conclude therefore than the acquisition of magnetization in the matrix is younger than the sedimentation of the pebbles and we assign a post-depositionnal (chemical) origin to the matrix magnetization, carried on a large part by the fine-grained hematite pigment.

Another useful way to date the magnetization acquisition in sediments in the Graham fold test. Unfortunately, we have not been

able to find sites with divergent bedding planes, preventing us from obtaining a conclusive test. However, bedding attitude varies slightly from place to place in the Moulin de Chateaupanne quarry, and between the quarry and les Deux-Croix. To compare the dispersion of palaeomagnetic data before and after tilt correction, we have divided the area of the quarry in 9 sub-sites. Within each sub-site, the bedding is uniform, and mean directions have been computed for both component (table 1). These directions were then used as the entries of a statistical test for comparing dispersion parameter k. For the shallow component, both chemical and thermal results were used (CHB + THA) ; we obtained k values of 77 and 84 respectively before and after the correction (N = 10). These values are identical which is not surprising since the tilt is weak and the direction of magnetization close to the strike direction (South West). The direction of that component does not vary more than a few degrees after the correction. On the contrary, the dispersion parameter of the high temperature direction (THB) is larger before the correction (k=65 before, 38 after, N=10), but the k ratio is not high enough for a significant fold test.

Comparison with the Thouars Massif palaeomagnetic results.

We have studied recently (Perroud and Van der Voo, 1985) gabbroic samples from the hypovolcanic Thouars Massif situated in the immediate neighbourhood of Chateaupanne. The Massif has been dated at 444$\pm$ 9 Ma by a Rb/Sr isochrone (Bernard-Griffiths and Le Metour, 1979); it revealed a nearly vertical primary magnetization, with both normal and reverse directions. A

secondary magnetization, found on the border of the massif where Hercynian deformation has affected it, has been isolated with a South-West and shallow direction. We have proposed an orogenic origin for this overprint. The most critical point in this study was the estimation of a possible tilt of the whole massif posterior to the magnetization acquisition. Due to the spatial and temporal proximities of both rock units, we think that we have the opportunity of a mutal consistency test.

As a matter of fact, there are strong similarities in the results of both studies, although the rock type is very different : two components of magnetization were found in both cases: one is vertical, corresponding to high unblocking temperatures; the other is shallow downwards and South West, corresponding to intermediate temperature below 500°C. The directions of both soft components are identical (Fig. 7) and their temperature ranges of stability similar. We conclude therefore that they have the same origin. As already concluded from the Thouars gabbro, we propose that they are overprints acquired during the Hercynian orogeny. The similarity of the unblocking temperature suggest a thermal nature. Correction for tilt keep these conclusions unaffected.

The directions of the high temperature components are also quite close to each other (FIg. 7). In the Thouars gabbro the magnetization is carried by fine-grained magnetite, with unblocking temperatures just below the Curie point. It has been interpreted as the primary magnetization of the gabbro. In the Moulin de Chateaupanne redbeds, it is carried by fine-grained hematite, with also unblocking temperature in the proximity of the

Curie point. Furthermore, a similar steep high-temperature component has been found in redbeds considered to be a lateral equivalent, in the Buçaco syncline (Perroud, 1982); we believe that this steep component is the initial magnetization of the studied formation, although its age is difficult to assess since it has a chemical origin. Due to the ressemblance with the gabbro primary direction, we are inclined to propose an Ordovician diagenetic acquisition.

This mutual consistency test can be developped also to check the influence of tilt on both results. In the figure 7, both uncorrected and tilt corrected results are displayed, and compared to the Thouars result. It appears that the correction pull the redbeds direction away from the gabbro one. While they cannot be distinguished before, they became significantly different after the correction. Therefore, our mutual consistency test suggest (1) that the Thouars gabbro has not suffered significant tilt and (2) that the redbeds magnetization has been acquired after the tilt.

Conclusions.

Our palaeomagnetic study of the Moulin de Chateaupanne formation leads us to isolate two characteristic components of magnetization :

1- The first, South-West and shallow downwards, is isolated by thermal treatment between 300 and 500°C. It corresponds also to the residual magnetization after 1000 hours of chemical leaching. It is carried for a part by a magnetic fraction with Curie point

about 520°C and coercivity lower than 0.5 T, for which we assume a detrital origin. However chemical leaching destroys significantly that component, and it is quite possible that the fine-grained hematitic pigment carries another part. Tilt correction does not affect significantly that component (neither dispersion nor direction). Its direction is identical with the Hercynian overprint of the Thouars gabbro and also similar to all Carboniferous results from the Armorican Massif (Perroud et al., 1985). We related its acquisition with the thermal events of the Hercynian orogenesis in the southern part of the Armorican Massif. We keep the In Situ mean direction (217/+25, α_{95} = 5.5), as the better estimate of that component. Its corresponds to the following pole position: lat= 21°S, long= 320°E.

2) The other, steeply downwards, is isolated by high temperature treatment (above 500°C, up to 670°C). It is carried exclusively by the fine grained hematitic pigment, with high coercivity and Curie temperature. It has a chemical post-depositionnal origin, as indicated by a conglomerate test. The ressemblance with the Thouars gabbro primary magnetization suggests a diagenetic acquisition, in the Ordovician. However, its seems to be younger than the tilting since the dispersion tends to increase and the mean direction diverges from that of the Thouars Massif after correction for tilt. This apparent contradictory conclusions lead us to discuss the origin of tilt in the Moulin de Chateaupanne formation. After Blaise et al. (1970), the Brioverian basement of the formation has been affected by faulting, accompanied by westwards rocking motions in Hercynian times. On the contrary,

Diot (1980) proposed that sedimentation took place on a slope, whose angle has decreased during the deposition, expressing the filling of a subsiding basin. The anomalous North-West tilt of the formation is more easily explained by this last model. Obviously, the second hypothesis fits better our palaeomagnetic conclusions; it reconciles the Ordovician age with the post-tilting origin of the magnetization. We consider therefore that the In Situ mean direction (228/+81, α_{95} = 6) is the better estimate of that component. It corresponds to the following pole position: lat=34°N, long=343°E.

Finally, we should mention that the results of this study gives a clear confirmation of the Thouars results, especially with respect to the tilt problem. The steep Ordovician directions have been recognized now in several places. A synthesis using all available Ordovician directions has been published recently, where implications of the palaeomagnetic results obtained from Western Europe Palaeozoic rocks are discussed (Perroud et al., 1984).

Acknowledgements.

Professor H. LARDEUX (GRECO 130007, CNRS), who encouraged us to do this work, has kindly guided us on the field, and provided documentation on the geological background. We gratefully thank C. LAJ for its permission to use the cryogenic magnetometer of the C.F.R., at Gif sur Yvette. This work has been supported by a grant of I.N.A.G. through its ATP Géodynamique II national program. It is a contribution of C.A.E.S.S. (LP 4661,CNRS).

REFERENCES

BERNARD-GRIFFITHS J. and LE METOUR J, 1979.- Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif Vendéen) : implications géologiques. Bureau Rech. Géol. Min. Bull., 2e série, sec.I, 4, 365-371.

BLAISE J., CAVET P. and H. LARDEUX., 1970.- Les relations entre Briovérien-Paléozoique sur la rive gauche de la Loire. Bull. Soc. Géol., France, 7e série, XII, 5-14.

CAVET P., CHAUVEL J.J., LARDEUX H. and BLAISE J., 1979.- Paléozoique du domaine ligérien entre Ancenis et Chalonnes. Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne, XI, 61-65.

DIOT H., 1980.- Recherches structurales dans la partie orientale du domaine ligérien. Thèse 3e cycle, Nantes.

DUFF B.A., 1979.- The Paleomagnetism of Cambro-Ordovician redbeds, the Erquy spillites series and the Tregastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands). Geophys. J. R. Astr. Soc.; 59, 345-365.

DUNLOP D.J., 1972.- Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. Geophys. J. R. Astr. Soc., 27, 385-404.

PERROUD H., 1982.- Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc Ibéro-Armoricain. Bull. Soc. Geol. Minér. Bretagne, XIV, 1-114.

PERROUD H., VAN DER VOO R. and BONHOMMET N., 1984.- Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, 12, 579-582.

PERROUD H. and VAN DER VOO R., 1985.- Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée, Western France. J. Geophys. Res., 90, 4611-4625.

PERROUD H., ROBARDET M., VAN DER VOO R., BONHOMMET N. and PARIS F., 1985.- Revision of the age of magnetization of the Montmartin redbeds, Normandy, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 80, 541-549.

FIGURE CAPTIONS.

Figure 1 - Schematic geological map of the Ancenis syncline, with the localization of our sampling sites (MC : Moulin de Chateaupanne ; DC : les Deux-Croix). After Blaise et al., 1970.

Figure 2 - Zijderveld diagrams of demagnetization results. Full (open) dots are for the projection onto the horizontal (vertical) plane : (a) chemical demagnetization ; (b) thermal demagnetization of a sample from the Chateaupanne quarry ; (c) Thermal demagnetization of a sample from les Deux-Croix.

Figure 3 - Lower hemisphere stereographic projections of the characteristic components of magnetization (not corrected for tilt) : (a) results from chemical demagnetizations; (b) results from thermal demagnetizations.

Figure 4 - (a) Thermomagnetic curves obtained from leached (l) and not leached (nl) fragments of the same specimen. The dots represents the measuring point during heating. The continuous curve corresponds to cooling. (b) curve obtained by substraction (nl - l) between the two experimental ones, caracterizing the magnetic constituant dissolved during leaching.

Figure 5 - (a) IRM acquisition curves for 2 pieces of the same sample, one having been leached (l) and the other not (nl). The curve labelled (nl - l) was obtained by subtraction. The dots corresponds to the measuring points. (b) coercivity spectra

representing the dissolved (n1 - 1) magnetic fraction and the residual (1) one.

Figure 6 - Results of the conglomerate test : the dots are the NRM of the matrix cores, while the stars (lower hemisphere) and the diamond (upper hemisphere) were obtained on the cores drilled in the fragments of Brioverian greywackes from a large hand sample. Stereographic projection, in a sample reference frame.

Figure 7 - Comparison of the mean palaeomagnetic directions obtained in this study with the Thouars massif results. Stereographic projection, lower hemisphere.

TABLE 1. Results of the palaeomagnetic analysis.

SITE	Bedding		Component of magnetization 1				Component of magnetization 2			
	Strike	Dip	N	D/I (IS)	D/I (TC)	k	N	D/I (IS)	D/I (TC)	k
Moulin de Chateaupanne quarry :										
Group 1	192	14	6*	216/24	221/18	244	3	238/79	262/67	32
Group 2	183	9	1	231/24	233/17	-	1	261/73	265/64	-
Group 3	208	13	3*	209/23	214/22	33	2	140/78	231/85	14
Group 4	196	18	7*	223/32	231/23	159	4	258/83	278/65	40
Group 5	251	6	3	229/21	231/23	32	4	177/79	194/85	44
Group 6	190	7	2	210/20	212/18	36	1	205/75	226/72	-
Group 7	182	9	5	212/27	216/22	49	4	258/76	263/67	28
Group 8	176	9	4	213/28	216/22	55	4	231/78	246/70	103
Group 9	195	15	3	222/23	227/16	294	2	210/70	240/62	62
Les Deux Croix :										
	221	19	4	202/22	210/27	49	4	332/80	318/61	1014
Mean IS :			10	217/25		77	10	228/81		65
Mean TC :			10		221/21	84	10		261/72	38

Notes : The Moulin de Chateaupanne quarry samples were divided in 9 groups for which bedding is uniform. A star (*) in the N (number of specimens) row indicates that both thermal and chemical results were used. Otherwise, only thermal results were used. Component of magnetization 1 refers to directionnal groups CHB and THA ; component 2 to THB (see text).

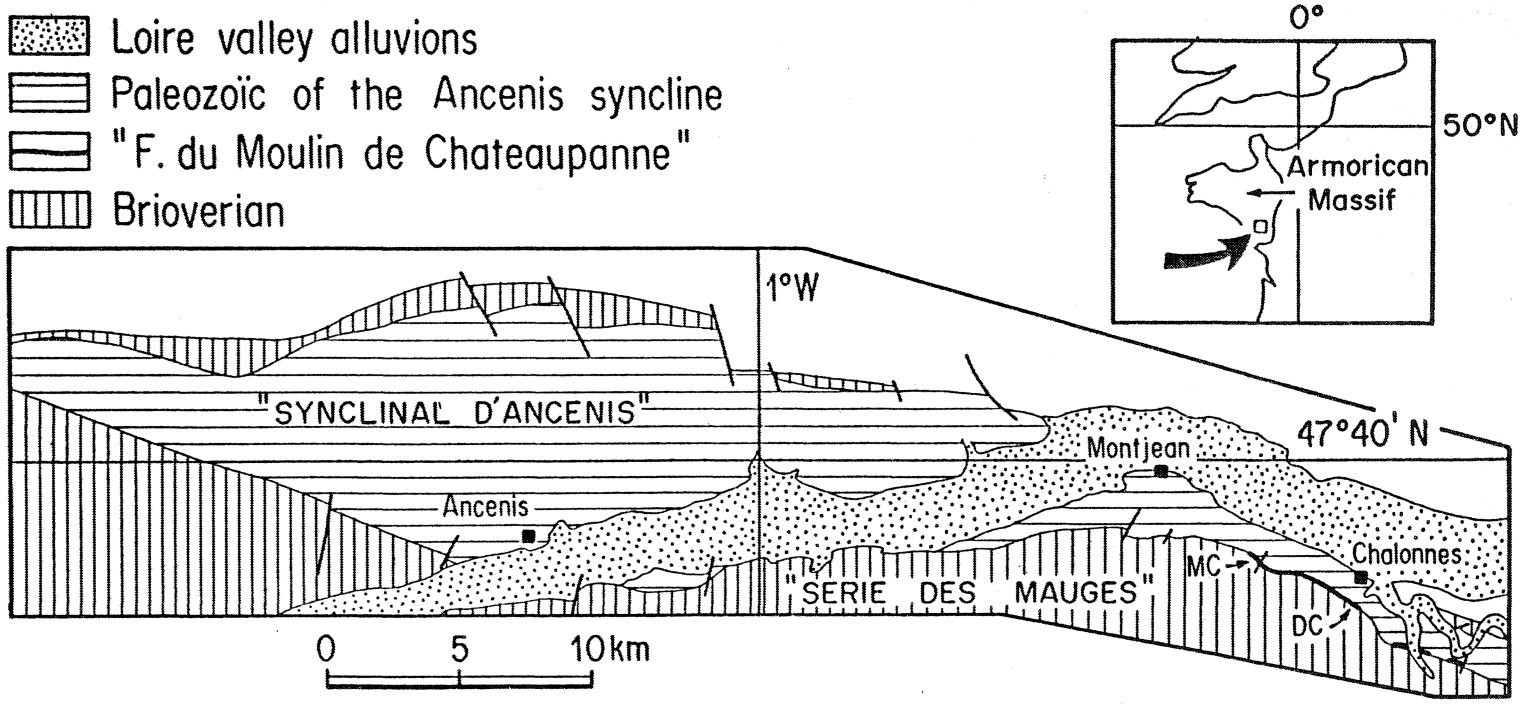

Loire valley alluvions
Paleozoïc of the Ancenis syncline
"F. du Moulin de Chateaupanne"
Brioverian
0°
50°N
Armorican Massif
1°W
47°40' N
"SYNCLINAL D'ANCENIS"
Ancenis
Montjean
"SERIE DES MAUGES"
MC
DC
Chalonnes
0
5
10km

fig 1

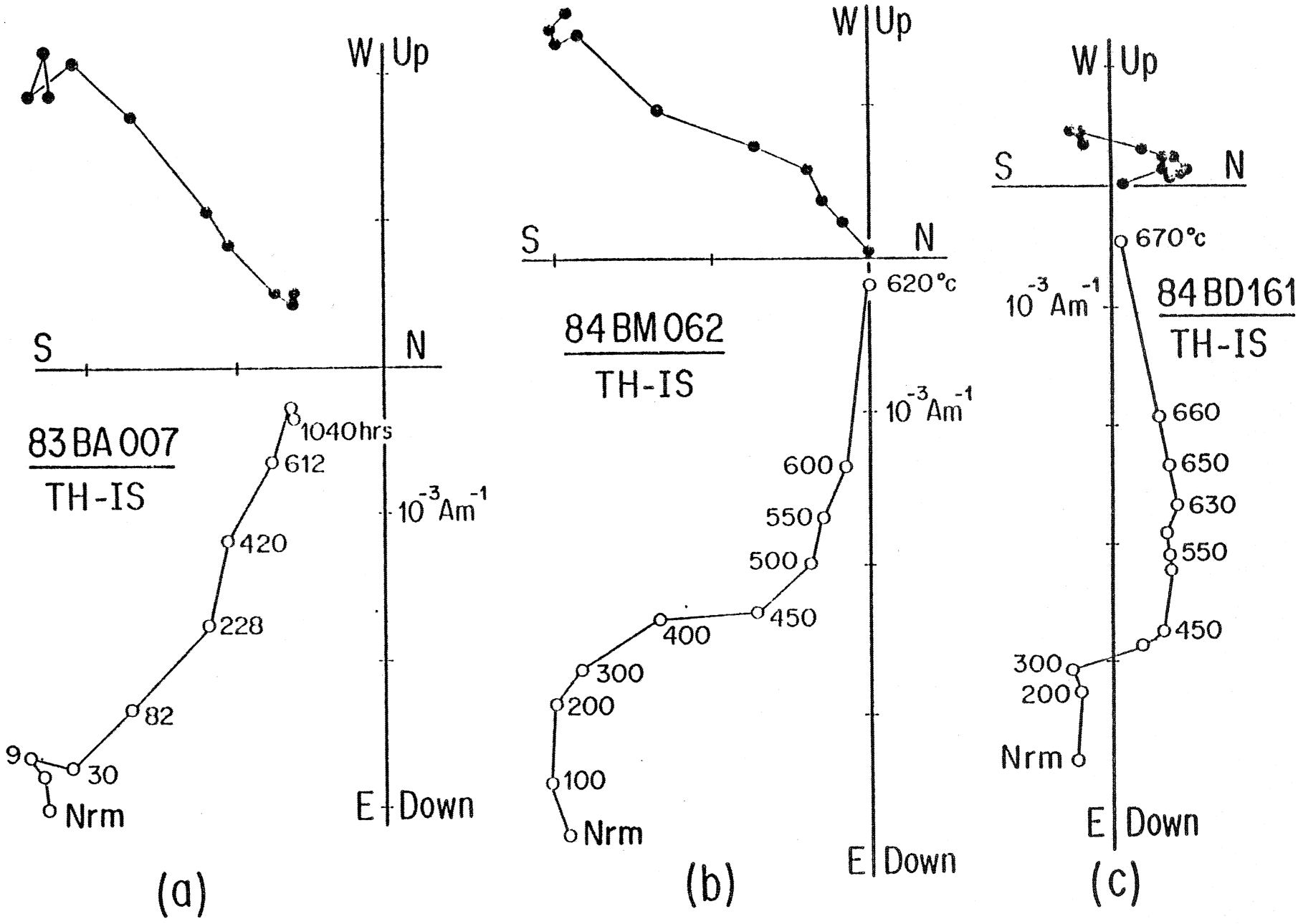
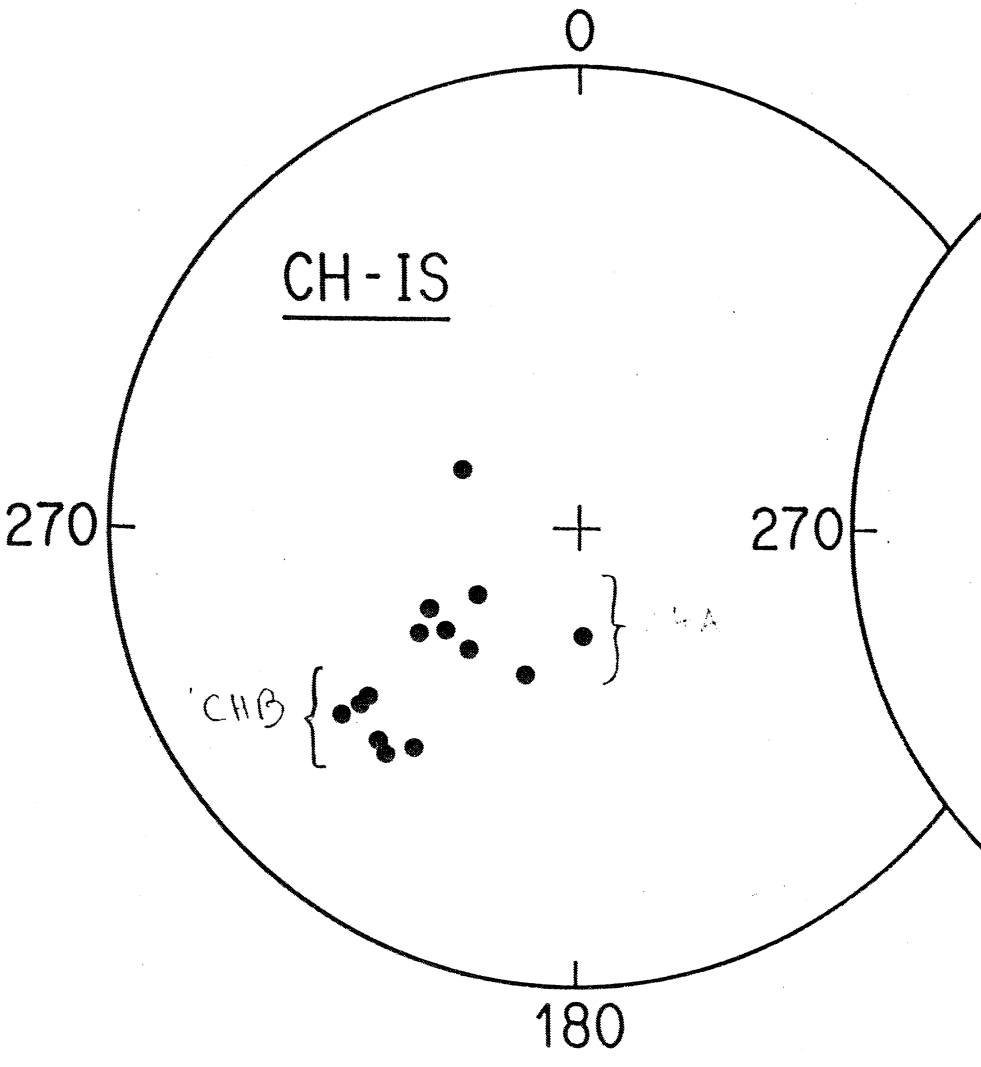
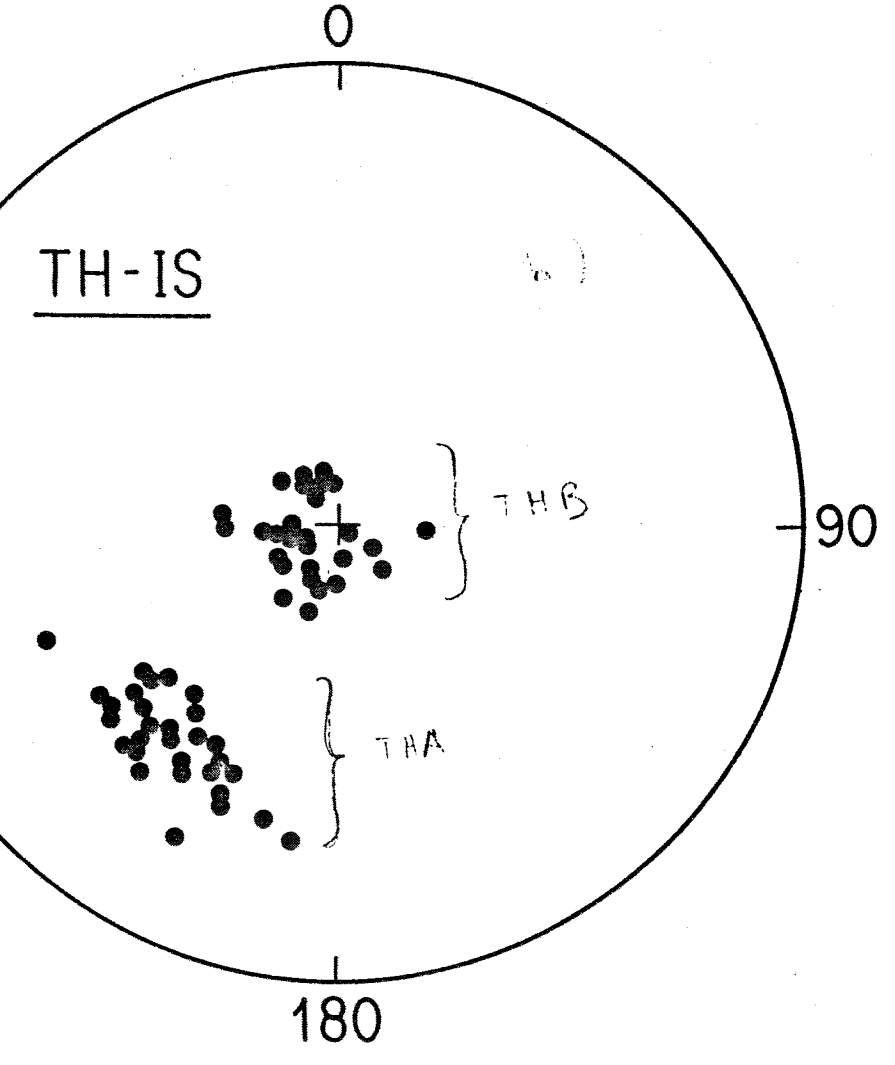
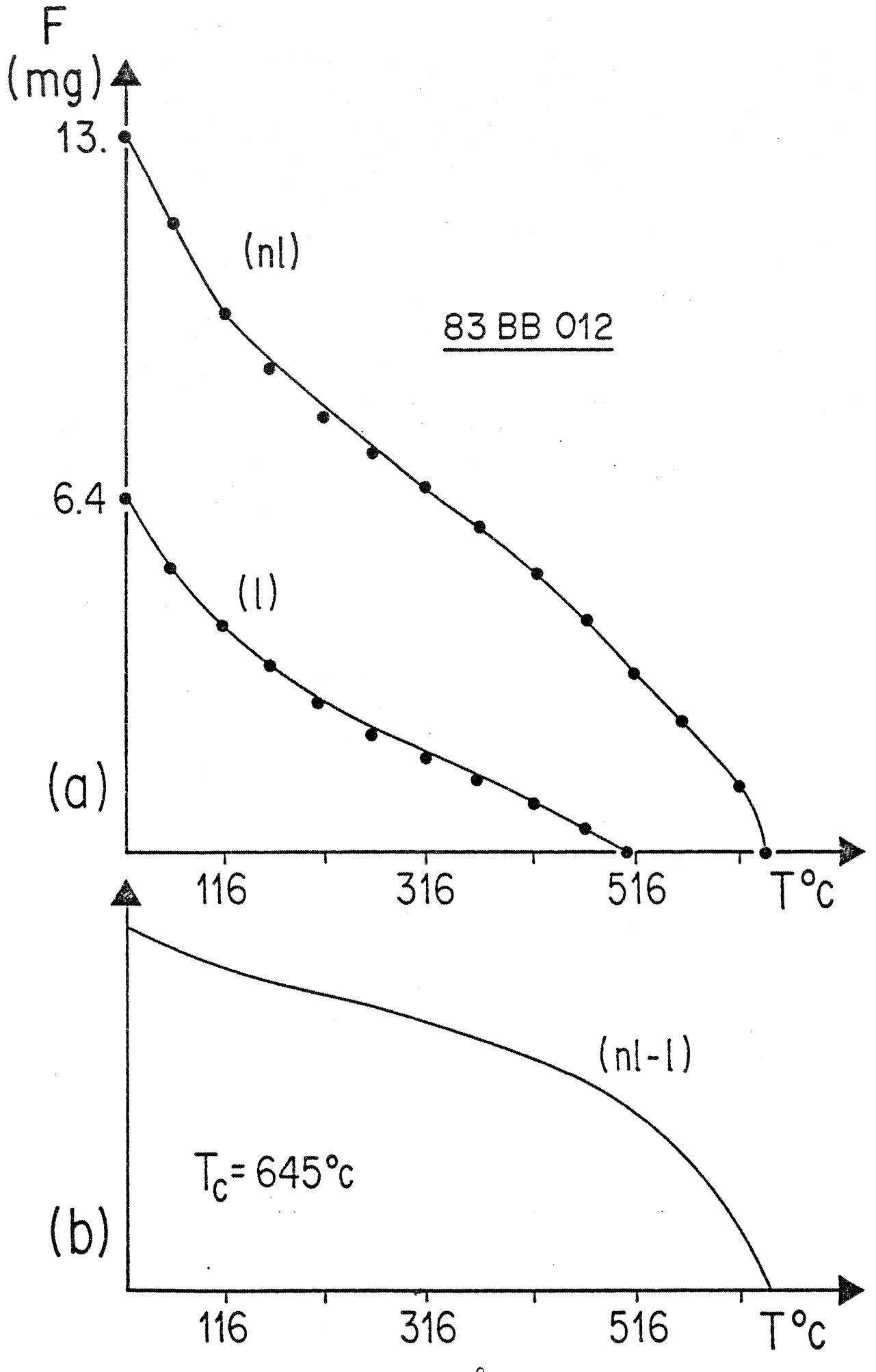
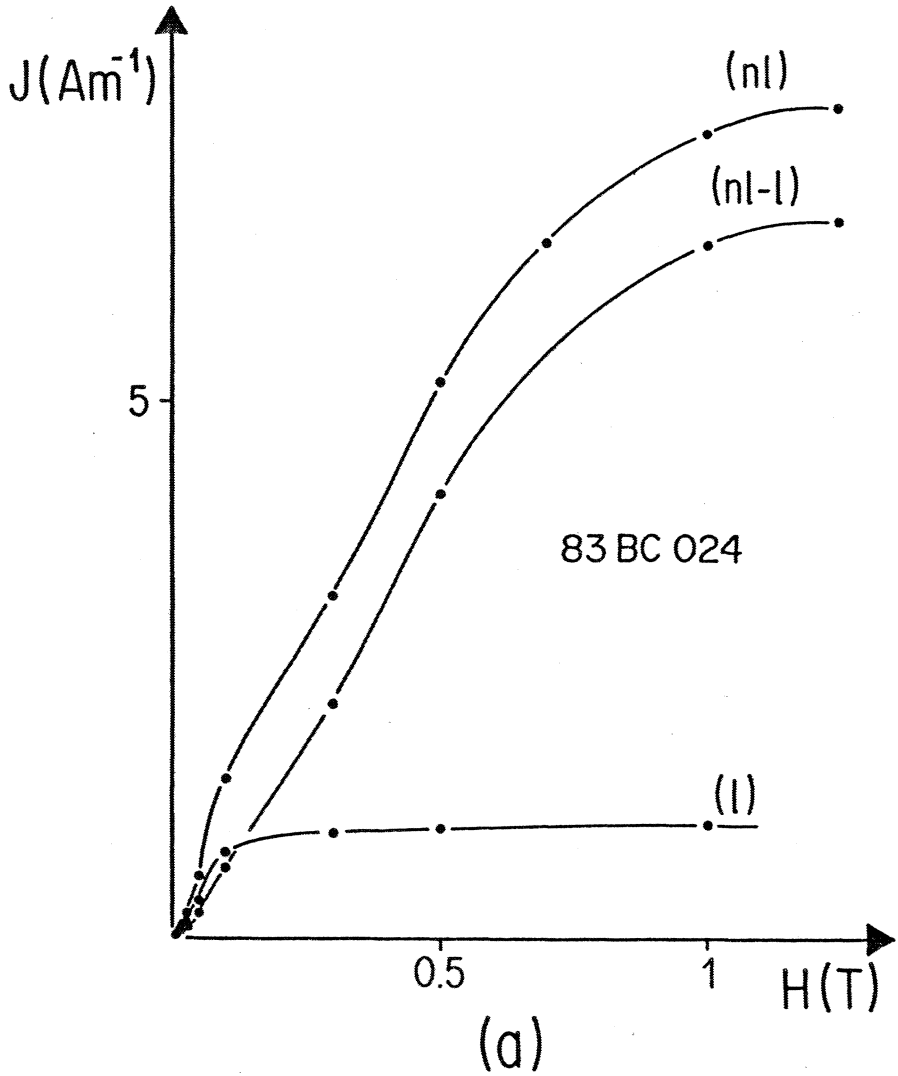

W
Up
S
N
83 BA 007
TH-IS
8
1040hrs
612
420
228
82
30
9
Nrm
$10^{-3}Am^{-1}$
E
Down
(a)
W
Up
S
N
84 BM 062
TH-IS
620°c
600
550
500
450
400
300
200
100
Nrm
$10^{-3}Am^{-1}$
E
Down
(b)
W
Up
S
N
670°c
$10^{-3}Am^{-1}$
84 BD 161
TH-IS
660
650
630
550
450
300
200
Nrm
E
Down
(c)

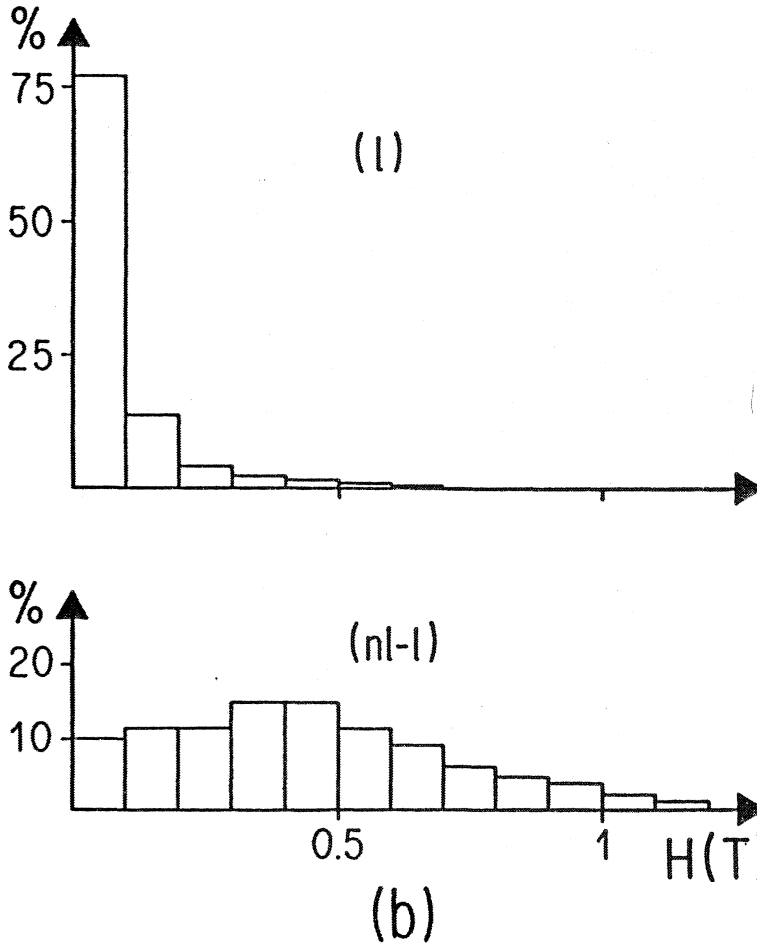
fig 2


0
CH-IS
270
270
CHB
180


0
TH-IS
THB
90
THA
180


F
(mg)
13.
6.4
(nl)
(l)
83 BB 012
(a)
116
316
516
T°c
(nl-l)
T_c= 645°c
(b)
116
316
516
T°c


J(Am⁻¹)
(nl)
(nl-l)
5
83 BC 024
(l)
0.5
1
H(T)
(a)



(b)

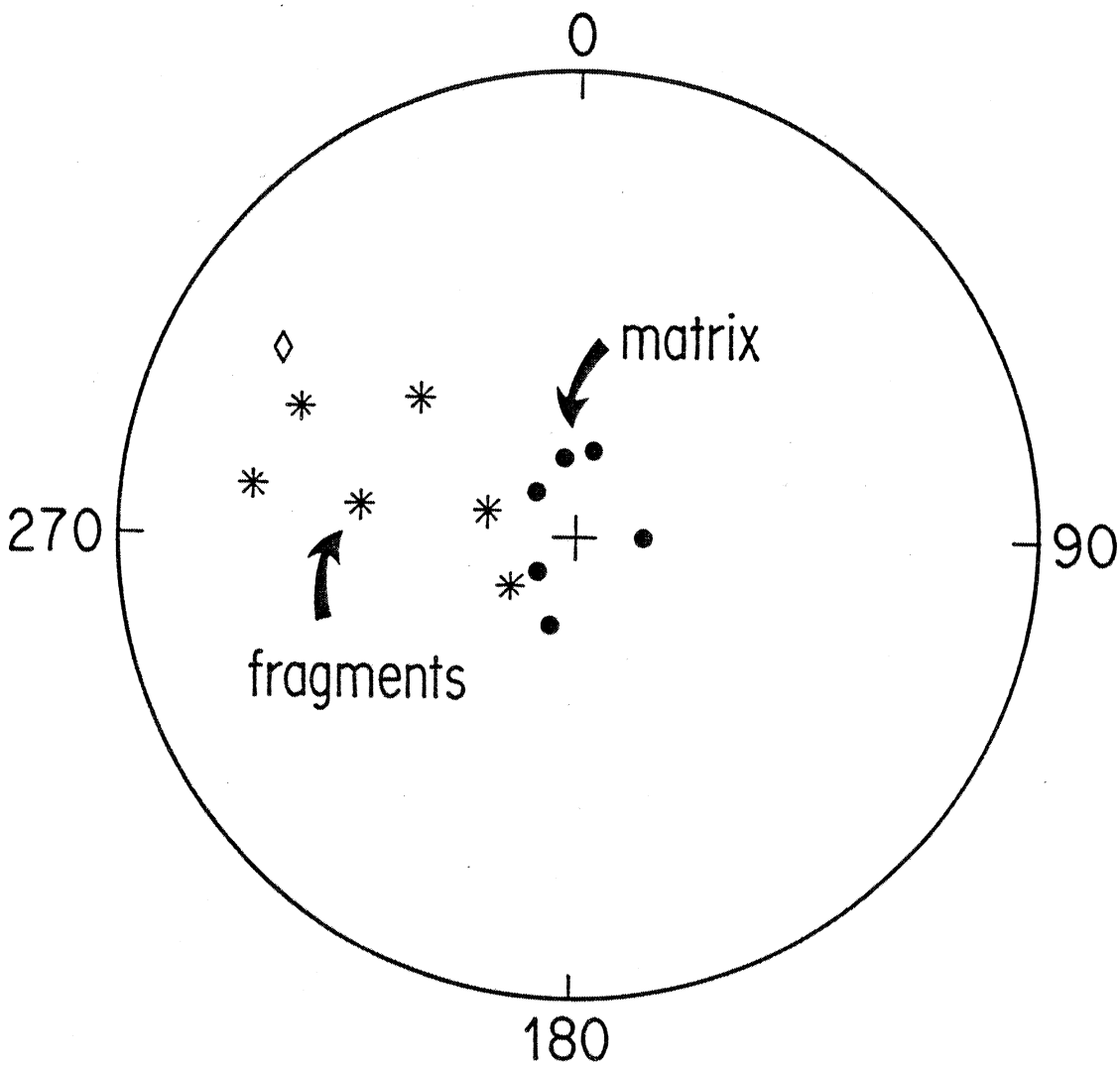


Fig. 6

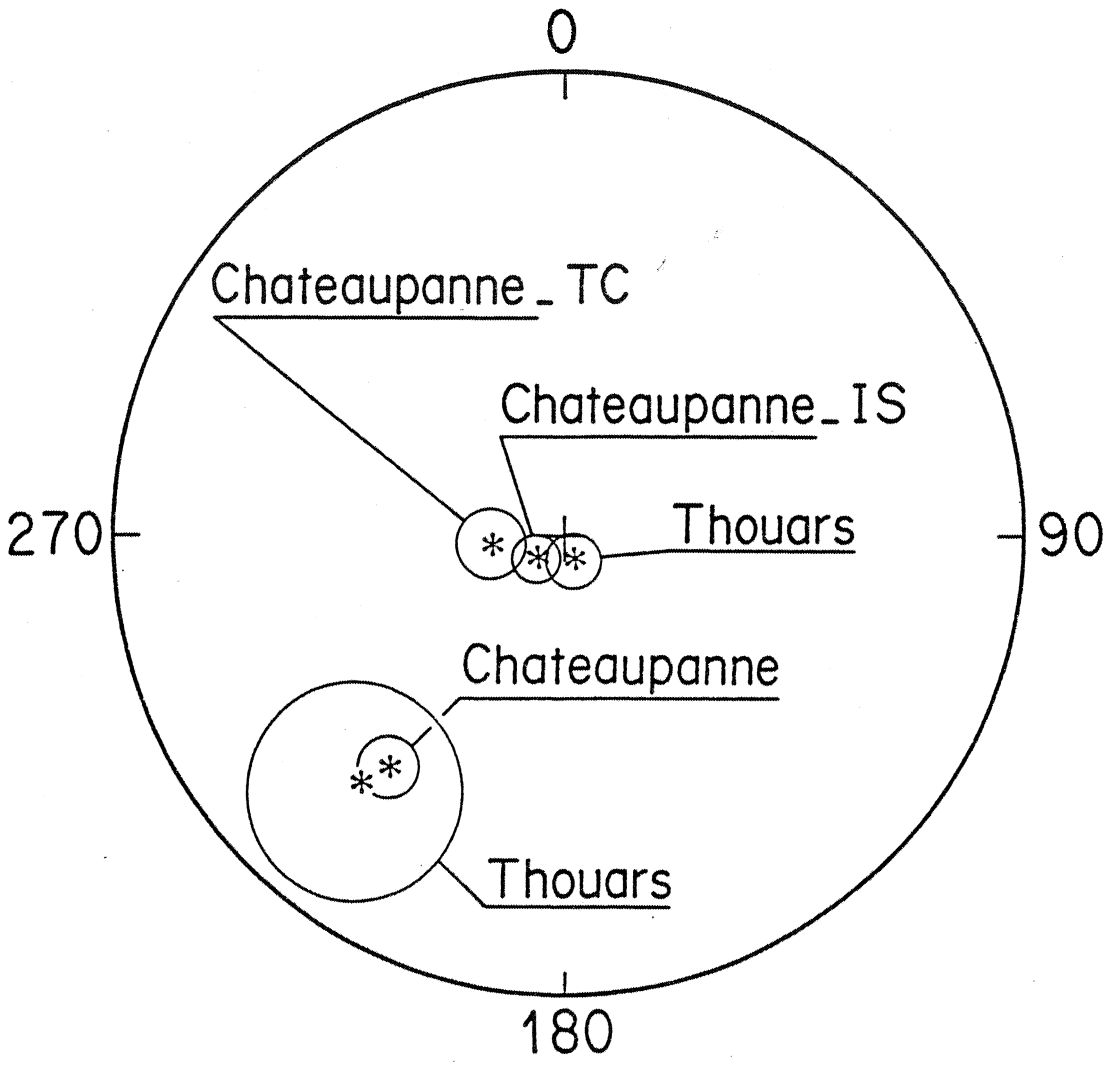

0
90
180
270
Chateaupanne_TC
Chateaupanne_IS
Thouars
Chateaupanne
Thouars

fig 7

A Lower Carboniferous (K-Ar dating) palaeomagnetic pole from Northern Brittany dolerites dikes

H. PERROUD, B. AUVRAY, N. BONHOMMET and J. MACÉ

CAESS, Institut de Géologie, Université de RENNES 1, 35042 Rennes Cedex, FRANCE

Abstract

The palaeomagnetic analysis of 14 dolerite dikes of the St Malo dike swarm, North Brittany, reveals a characteristic component of magnetization (D= 206°, I= +14°, α_{95}= 4°), partially overprinted in several sites by a strong viscous magnetization acquired within the Brunhes epoch. Petrographic analysis together with rock magnetism experiments and baked contact test suggest a primary origin of the characteristic magnetization. On the other hand, cooling age of the dikes is estimated through K-Ar dating: we obtained a nice cluster of individual ages, when measuring samples taken away of the dike walls, with a mean of 330 ± 10 Ma. We therefore propose that the pole derived from the paleomagnetic direction (Lat= 30°S, Long= 328°E, dp= 2°, dm= 4°) represents a lower Carboniferous palaeomagnetic pole for the Armorican Massif. It is in good agreement with already published poles of similar but slightly younger age.

Introduction

Northern Brittany belongs to the Domnonean and Mancellian domains of the Armorican Massif (Cogné, 1974), which are characterized by a Precambrian basement, consolidated during the Cadomian orogeny, and only moderatly affected by Hercynian deformation and metamorphism. An important distensive event is known in this area, and is expressed by the emplacement of a large number of doleritic dikes, concentrated in three major swarms (Trégor, St Malo and Fougères, fig. 1). The time constraint for their emplacement is poor: they are intrusive in the Precambrian basement, exceptionally in Palaeozoic formations (Erquy-Cap Frehel). On the other hand, Hercynian granites, dated around 300 Ma (Vidal, 1976), cut and metamorphosed them. Due to the cratonic-type behaviour since Late Precambrian, and to the occurence of Palaeozoic doleritic material, this area has became a target for palaeomagnetic studies relevant to the Palaeozoic pre-Variscan palaeogeography. We will report in this paper a combined K-Ar dating and detailed palaeomagnetic analysis of dikes in the area between Dinard and Le Cap Frehel (fig. 1). Further work is in progress in the Tregor area.

Geological setting and sampling

In the studied area, the dikes are all oriented approximatively North-South, cutting all known sedimentary, magmatic or metamorphic formations, including redbeds of Erquy-Cap Frehel and associated volcanics, dated Lower Ordovician (482 ± 10 Ma, Auvray et al., 1980). The only tectonic events which affect them are Hercynian faults (Jeannette, 1971). The rock is not internally deformed. 14 dikes were sampled on the sea cost in the St Malo bay, between Dinard and Le Cap Frehel. Site 62 and VBE are intrusive in the Ordovician Cap Frehel redbeds. All other sites are intrusive in the Precambrian gneissic and

migmatitic dome of St Malo massif, dated at 541 ± 5 Ma (Peucat, 1982). In a few sites, host rock has also been sampled for baked contact test. Sampling was done using a portable drill. Cores (about 10 for each site) were oriented with both magnetic and sun compasses. Samples for K-Ar dating were also drilled to obtain the freshest material.

Petrographic study

A representative set of thin sections were analysed. We observed that, with the exception of site 62, all the rocks are very similar. The texture is typically intergranular, without phenocrysts. Grain size is in the order of millimeter, and its variation is related to the distance from the contact (finer grain has been observed in thin dikes, or near the margins of the dikes). No preferred orientation (neither magmatic nor tectonic) appears in the distribution of elongated minerals.

The mineral composition is always dominated by the association Plagioclase - Clinopyroxene - Opaque minerals. While the plagioclase (usually Labrador An50-55) is very fresh, the Cpx (sometimes Titanium rich augite, more often colorless augite) is largely altered and appears as relict in large plages of secondary green hornblende. Opaque minerals (Ilmenite, titano-magnetite, pyrite) appear either as grains, euhedral cristals, large skeletal cristals or long rods of aligned grains. Apart of these major components, we observed usually smaller amounts of amphibole (primary hornblende or actinolite), biotite, quartz and apatite. These (except apatite) and other accessory minerals (epidote, leucoxene, sericite, chlorite, calcite, sphene, serpentine) are probably associated with hydrothermal alteration, taking place at the end of the dolerite cooling and cristallization. In site 62, it has been observed micro-phenocrists of

olivine and pyrite. The mineralogical composition of this sample differs from others by the presence of this Fe-mg mineral, altered in serpentine and chlorite; like the former group of dolerite, this rare olivine-chlorite group has been recognized by Velde (1970) in a first attempt to classify all the Paleozoic doleritic dikes of the Armorican Massif.

Palaeomagnetic analysis

Pairs of companion specimens were cut from the cores. NRM (Natural Remanent Magnetization) was measured with the DSM-1 (computer-assisted) Schonstedt spinner magnetometer. A viscosity test (Thellier and Thellier, 1959) was conducted over periods of 8 days. Then alternating fields (af) and thermal demagnetizations were performed on the whole set of samples, using GSD-1 and TSD-1 Schonstedt equipment. Demagnetization trajectories were analysed from Zijderveld diagrams (fig. 2). Characteristic magnetizations were graphically determined by line fitting. When necessary, planar distributions (giving great circles on stereographic projection, fig. 3) were checked using Halls (1976) method. The results of this analysis are displayed in table 1 and figure 4. We will discuss below the more important features we have observed upon the magnetic behaviour of these dolerite dikes.

NRM intensities are usually in the range 0.1 to 1 A/m, with a few samples showing higher values, up to 10 A/m. Short period viscosity is rather weak: 2/3 of the samples show less than 10% of viscous magnetization after a stay of eight days in the laboratory field. Initial NRM directions are downwards, steeply to moderatly inclined, in the South-West quadrant.

Upon af demagnetization, most samples show a sharp decrease of the intensity of magnetization, together with a shift of direction towards shallow inclinations, South-South-West declinations. Intensity decay is typically by a factor of 10 for fields of 20 mT (fig. 2). Thermal demagnetization is far less efficient and the soft component removed by af is not completly cleaned by 570°C. For moderate to high fields, and for high temperatures, most samples reveal unconsistent results, preventing a good separation of the components using the classical demagnetization methods. We have therefore tentatively combined af and thermal steps on single specimens (fig. 2). Af demagnetization first, up to 30-40 mT, followed by heating up to 500°C permit in several cases a better evaluation of the characteristic magnetizations.

The soft component removed by af is generally steeply downwards, in the northern hemisphere. Its orientation is therefore close to the present-day earth magnetic field (PDF). We will propose (see rock magnetism section) that it is a viscous magnetization, acquired In Situ since the beginning of the Brunhes normal epoch.

The most critical aspect of this palaeomagnetic study is the complete removal of this parasitic magnetization, to obtain an accurate evaluation of the characteristic magnetization. To check whether we have achieved this goal, we have the following lines of evidence:

- The demagnetization trajectories in Zijderveld diagrams show in some examples (fig. 2) a convincing decay towards the origin of the residual magnetizations, defining clear "end-points".
- On the site scale, great circles (fig. 3) are converging towards the mean direction of these end-points.

- We will see below that host rocks present similar magnetizations in the immediate vicinity of the dikes.
- Within each site, the dispersion of the end-points do not show elongation towards the PDF. Rather, it is symmetric around the mean direction. The only exception is site 62, the site-mean of which lies exactly on the great circle joining the PDF and the average characteristic magnetization from all other sites (fig. 4). We have therefore rejected site 62 for the computation of the final average.
- There is generally no evidence for another component of magnetization. However, a few samples from site VBE and the whole site 63 reveal more complex magnetizations (fig. 2). The most interesting case appears for the later, where thermal demagnetization allow to separate a shallow upward direction below 560°C and the usual shallow downward direction between 560°C and 580°C. We will see later that this unique behaviour is associated with a strong magnetic anisotropy of the samples.

Baked contact tests

For three dikes of different width, host rocks (generally migmatites) were sampled for baked contact tests. Unfortunately, the magnetic behaviour of the host rocks is generally unsatisfactory and it has not been possible to conduct classical demagnetizations. However, a typical magnetic signature of host rocks when not baked was recognized: the paleomagnetic vectors are randomly distributed. On the contrary, near to the dikes contacts, the directions of NRM are usually South-South-West and shallowy inclined. They usually resist to temperature up to 350°C and to af up to 20-30 mT. The clearer example was obtained from the widest dike (7-8m) of site 20. 13 samples were

collected, from the immediate vicinity of the contact up to 15m away of it. The directions of magnetization are shown in figure 5. All the samples (5) which were taken less than 40 cm away from the contact have their directions of magnetization close to the dike mean characteristic one. Their mean (D= 202°, I= +7°, α_{95}= 17°) is not statistically distinguishable from the dike site-mean. On the contrary, samples taken over 40 cm away from the dike present random directions of magnetization.

Rock magnetism

Firstly, we have conducted a set of rock magnetism experiments to analyse the carrier of the magnetizations. All of them suggest that magnetite is the principal carrier:

- Saturation of isothermal remanent magnetization (IRM) is usually obtained for fields between 0.1 and 0.25 Tesla (for 23 over 26 samples analysed). In a few cases however, saturation needs 0.3 or 0.4 Tesla.
- Curie temperatures around 570°C were obtained by thermomagnetic cycling (fig. 6).
- A phase transition is visible around -150°C in low-temperature cycling of a saturation IRM acquired at liquid nytrogen temperature (fig. 6).
- Unblocking temperatures of saturation IRMs acquired at room temperature are between 400°C and 550°C.

We have not obtained any evidence for another possible remanent magnetization carrier. None were eitheir observed in reflected light microscopy.

Secondly, we have observed clear evidences of magnetic anisotropy in samples from site 63: the intensity of a laboratory acquired thermal remanent magnetization (TRM, 600°C) is significantly different

according to the orientation of the sample with respect to the applied magnetic field (the difference can reach 15% of the maximum TRM intensity). It could be noticed on figure 6 that the magnetic behaviour is quite reversible upon temperature cycling, and thus this difference cannot be attributed to a change in the TRM acquisition capacity of the samples. Furthermore, IRM directions deviate from the applied field by 5 to 10°. Magnetic susceptibility anisotropy was measured in this site, using the Digico anisotropy delineator. We have obtained kmax/kmin ratio in the range 1.05 - 1.09, and minimum axes cluster around a northward horizontal direction. This magnetic anisotropy can be associated with the ferromagnetic minerals, since it appears in both induced and remanent magnetizations. As a matter of fact, we have observed in reflected light microscopy that magnetite has two principal shapes. Beside small euhedral grains, we found long rods, resulting from the high temperature exsolution of large primary titanomagnetite grains. A preferential orientation of these rods shall probably result in a strong magnetic anisotropy. It is thus possible that this dual cristallographic texture corresponds to the two components behaviour we have observed in this site.

Finally, we will report here a test we have conducted to understand the origin of the steep component of magnetization removed by low peak-field value af demagnetization. A sample having a large such component has been stored for two years after complete demagnetization. It has been then measured and demagnetized again. Its initial NRM intensity was 1.6 A/m. After 50 mT, it fell down to 0.08 A/m. During the two years storage, the sample acquired a viscous magnetization (VRM) of 0.21 A/m, while the short period (8 days) viscosity test reveals a VRM intensity of 0.05 A/m. The VRM was

completly cleaned by 40mT and the sample recovered then its characteristic magnetization (D= 212°, I= +6°). These intensity values were compared with expected theoritical values, following the law $Jv = C_1 \log t + C_2$ (Néel, 1951; Stacey, 1963; Prévot, 1981) for the intensity of viscous magnetization (Jv) as a function of time (t), assuming a constant external field. Using the laboratory acquired VRMs, the constantes can be evaluated and then Jv estimated for the Brunhes epoch (t= 700 000 years). We obtained a value of 0.66 A/m, which is within the same order of magnitude as the initial NRM of the sample. Moreover, the direction of that sample soft component (D= 3°, I= +78°) is close to the PDF direction. We propose therefore a viscous origin for this component, and a period for acquisition covering the whole Brunhes epoch.

K-Ar dating

Palaeomagnetic standard cylindrical specimen were collected from sea shore outcrops providing unweathered fresh samples suitable for age determination; this has been corroborated by microscopic observation when selecting specimens for K-Ar dating. The Potassium content was first estimated by X fluorimetry to select those samples with enough K; it was then measured by flamne photometry for those samples selected for dating. The samples were first crushed to a grain size of 0.7-1.0 mm; this fraction was then split into two parts for K and 40Ar analyses respectively. When measuring the %K content, the analytic error is estimated to be 3%; for this study, checking was done on sample 57-1: two aliquots of 100mg each were measured; the results (0.625% and 0.627%) are satisfactory. For measuring 40Ar, the weight of sample used was choosen to provide about the same signal amplitude when measuring 38Ar and 40Ar; the methodology used has been

described by Martineau (1976); it is regularly checked using a biotite interlaboratory standard sample (B 600) used also by the Universities of Clermont-Ferrand and Strasbourg.

From a preliminary hand sampling, 6 samples taken from 3 different dikes were dated. The consistency of 40Ar measurements was first checked to see the behaviour at the sample level. On site 19, determination of 40Ar was done 3 times for sample VBA 90 on different aliquots; the calculated ages are very close to one another; the same satisfactory result was obtained for two aliquots of sample VBA 94 from site 20 (table 2). Internal consistency at the sample level is correct and our analytical method satifactory. On the contrary, a large between site scatter occurs: ages between 320 and 400 Ma (table 2) cannot be accepted for dating the dike swarm if it is a single magmatic event. Because the samples are fresh and unmetamorphosed, we interpret this scatter as a board effect resulting from hand samples taken close to the dike walls. To check this hypothesis, site 19 and 20 were resampled using the drilling equipment for palaeomagnetic sampling; cores were taken across each dike and their distance to the dike wall recorded. The results obtained with this new sampling are shown in the lower part of table 2. Three samples were measured for each of these two dikes (having a different width), one from the middle (D34, D43) and two from the edges (D33, D35, D42, D44). Although the ages agree perfectly again when repeating measurements (sample D33, table 2), results obtained from the same dike on the three samples are very scattered; the 6 ages are spread between 300 and 500 Ma. However, ages obtained for the samples taken in the middle of each dike (332 and 329 Ma) are coherent and seem to give the real age of the thermal event. This interpretation has been checked on 3 other dikes. Table 3 summarizes

the data obtained only on samples drilled in the middle of the dikes. All corresponding ages are very well grouped between 316 and 340 Ma, if we except one anomalous sample (57-1).

If we consider the St Malo dike swarm as a single event in time, which is corroborated by the finding of a unique direction of magnetization, interpreted as primary, on all the dikes (see palaeomagnetic section), we can calculate the best estimate for the age of this event by taking the arithmetic mean of individual ages. Leaving apart the anomalous result of sample 57-1, which is several standard deviations away from the mean, we obtain 330 $\pm$ 10 Ma. A 40Ar/36Ar isochron has also been calculated and is shown in figure 7. However, we consider the arithmetic mean as our best estimate of the cooling age of the St Malo dolerite dike swarm, and therefore of its associated primary TRM, although the isochron age is not significantly different.

Conclusions

Our detailed palaeomagnetic analysis has allowed us to isolate a characteristic component of magnetization, the direction of which is D= 206°, I= +14°, α_{95}= 4°). According to the petrographic analysis (opaque minerals are primary and have not suffered any perturbation since the hydrothermal alteration contemporaneous with the emplacement), to rock magnetic experiments (uniqueness of the magnetic carrier, magnetite) and to baked contact tests, we argue that this magnetization is primary, e.g. was acquired during the cooling of the dikes. This cooling was dated by the K-Ar technique. Our good analytical consistency, when dealing with fresh rock from the middle of the dikes, confirms that dikes emplacement was a single magmatic event, 330 Ma ago, that is in the Lower Carboniferous. According to

the similarities between isotopic and magnetic blocking temperature (York, 1978), we propose that our K-Ar age dates also the acquisition of the magnetization. We therefore propose that the corresponding pole position (Lat= 30°S, Long= 328°E, dp= 2°, dm= 4°) can be considered as a Lower Carboniferous palaeomagnetic pole for the Armorican Massif.

Other poles of similar age have already been obtained in the Armorican Massif and are compiled in table 2 of Perroud et al. (1985). They are derived eitheir from primary magnetizations of Hercynian intrusive bodies, or from Hercynian overprints, especially in sedimentary units. As we noted already, they show a remarkable coherence. In particular, North Brittany granites, dated around 300 Ma (Vidal, 1976), give pole positions identical to the one we report in this study, although they are slightly younger.

On a palaeogeographic point of view, our result implies that the Armorican Massif was in equatorial position (7° South) 330 Ma ago. Furthermore, it has undergone an anticlockwise rotation of about 15° (Jones et al., 1979; Perroud, 1985) since then, probably during the Hercynian orogenic cycle.

Acknowledgements

This work has profited by the help of several graduate students of the University of Rennes (M.C. de Bouvier, A. Dubos and M. Abou Zeid for the palaeomagnetic analysis, Y. Leblanc for K-Ar dating). R. Van der Voo participated to preliminary sampling and measurements, during his sabbatical stay in Rennes. This work is a contribution of CAESS (LP 4661, CNRS).

References list

B. Auvray, J. Macé, P. Vidal and R. Van der Voo (1980): Rb/Sr dating of the Plouézec volcanics, N Brittany: implications for the age of redbeds ('Séries rouges') in the northern Armorican Massif. J. Geol. Soc. London, 137, 207-210.

J. Cogné (1974): Le Massif Armoricain. In: Géologie de la France (J. Debelmas edit.), vol. 1, 105-161.

H.C. Halls (1976): A least-square method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. Geophys. J. R. Astr. Soc., 45, 297-304.

D. Jeannette (1971): Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. Mém. Sci. Géol. Strasbourg, 36, 174 pp.

M. Jones, R. Van der Voo and N. Bonhommet (1979): Late Devonian and Early Carboniferous palaeomagnetic poles from the Armorican Massif, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 58, 287-308.

F. Martineau (1976): L'origine et l'histoire de la série spilitique d'Erquy. Arguments isotopiques (Sr, Ar) et géochimie des éléments en trace. Thèse 3ème cycle, Rennes, unpublished, 76 pp.

L. Néel (1951): Le trainage magnétique. J. Phys. Radium, 12, 339-351.

H. Perroud (1985): Paleomagnetic evidence for tectonic rotations in the Variscan mountain belt, Tectonics, in press.

H. Perroud, M. Robardet, R. Van der Voo, N. Bonhommet and F. Paris (1985): Revision of the age of magnetization of the Montmartin redbeds, Normandy, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 80, 541-549.

J.J. Peucat (1982): Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. Thèse, Rennes, 158 pp.

M. Prévot (1981): Some aspect of magnetic viscosity in subaerial and submarine volcanic rocks. Geophys. J. R. Astr. Soc., 66, 169-192.

F.D. Stacey (1963): The physical theory of rock magnetism. Adv. Phys., 12, 45-133.

E. Thellier and O. Thellier (1959): Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. Ann. Géophys., 15, 285-376.

D. Velde (1970): Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. Bull. Soc. Géol. France, (7), 12, 843-855.

P. Vidal (1976): L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes and Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne, 21, 162 pp. (1980).

D. York (1978): A formula describing both magnetic and isotopic blocking temperatures. Earth Planet. Sci. Lett., 39, 89-93.

Figures caotions

Fig.1: Geographical situation of the study area and schematic geological map. The sampling sites are shown by the black dots. 1: Quaternary deposits; 2: Ordovician Erquy-Frehel redbeds; 3: Ordovician Erquy volcanics; 4: granitoids; 5: Brioverian metasediments (epizone); 6: Brioverian micaschistes, gneisses and migmatites; 7: dolerite dikes.

Fig.2: Zijderveld demagnetization diagrams of representative samples. Close (open) symbols represent the projections of vector end-points onto the horizontal (vertical) plane. Squares are used for thermal demagnetization and dots for af.

Fig.3: Convergence of great-circles from site 20 (stereographic projection, field coordinates). Solid lines represent the actual data path and the demagnetization step is indicated at both ends. The large black dots are the characteristic directions determined from demagnetization diagrams.

Fig.4: Site-mean palaeomagnetic directions (black dots) obtained on the 14 dolerite dikes from the St-Malo area (stereographic projection, field coordinates). The dashed line represents the great-circle joining the PDF direction to the dolerite overall mean direction. The diamond represents the direction of the host rock at the contact of site 20.

Fig.5: Baked contact test at site 20 (stereographic projection, field coordinates). Close (open) symbols represent projections of the lower (upper) hemisphere. All directions obtained from samples taken less than 40 cm from the dike are indicated by diamonds, directions from other samples by dots. The star represents the dike mean direction.

Fig.6: Rock magnetism experiments: up, thermomagnetic cycling using a Curie balance; down, evolution during warming up of the intensity of an IRM acquired at liquid nytrogen temperature.

Fig.7: Isochron diagram of the significant results from the K-Ar analysis.

Table 1: Palaeomagnetic results from St Malo dolerite dikes

Site	N	Af range	Th range	Decl.	Incl.	k	α_{95}
18	9	20-50mT	300-550°	206	12	24	11
19	13	20-70mT	300-400°	213	10	60	6
20	16	20-70mT	300-450°	209	15	50	6
54	13	40-55mT	150-200°	198	18	26	9
55	7	20-90mT		204	23	50	9
56	13	10-60mT	200-600°	216	18	18	10
57	6	20-70mT		197	10	33	12
58	7	20-50mT	150-350°	204	8	38	10
59	13	20-90mT	300-550°	210	13	22	9
60	7	30-90mT	250-500°	196	10	12	18
61	13	20-50mT		216	15	24	9
62	7	20-40mT		213	45	20	14
63	11	50-80mT	300-550°	198	-17	86	5
63	5		550-580°	203	14	69	9
VBE	5	10-70mT		208	11	55	10
Mean	13			206	14	110	4

Table 2: K/Ar results for test samples

Site	Sample	D / d(m)	%K	Weight(g)	40Ar(cm3/g) *1000000	%Atm	40Ar/36Ar /1000	40K/36Ar /100000	40Ar/40K *100	Age(Ma)
18	VBA 86		0.527	1.345	7.78	8.8	3.36	1.41	2.57	395
19	VBA 90		0.497	0.888	8.81	6.6			2.59	399
	" "		0.497	0.926	8.78	6.6			2.58	398
	" "		0.495	0.716	8.54	6.1	4.85	1.77	2.57	395
20	VBA 94		0.481	0.705	6.81	7.7	3.84	1.705	2.07	325
	" "		0.481	0.701	6.78	11.7	2.54	1.075	2.06	324
19	D 42	1 / 0.1	0.615	1.399	8.25	1.1	26.9	13.2	2.01	316
19	D 43	1 / 0.5	0.501	1.372	7.03	2.1	13.8	6.43	2.10	329
19	D 44	1 / 0.1	0.837	0.508	13.7	1.2	24.25	9.81	2.44	378
20	D 33	8 / 0.1	0.548	1.144	11.48	1.9	15.8	4.34	3.57	529
	" "	8 / 0.1	0.548	0.630	13.2	2.8			3.54	525
20	D 34	8 / 4	0.433	1.174	6.15	13.6	2.17	0.883	2.12	332
20	D 35	8 / 0.1	0.528	1.089	6.83	2.7	11.1	5.58	1.93	306

Table 3: K/Ar results for selected samples

Site	Sample	D / d(m)	%K	Weight(g)	40Ar(cm3/g) *1000000	%Atm	40Ar/36Ar /1000	40K/36Ar /100000	40Ar/40K *100	Age(Ma)
19	D 43	1 / 0.5	0.501	1.372	7.03	2.1	13.8	6.43	2.10	329
19	D 47	1 / 0.5	0.587	0.527	8.31	4.7	6.23	2.79	2.13	334
20	D 34	7 / 3.5	0.433	1.174	6.15	13.6	2.17	0.883	2.12	332
20	D 37	7 / 3.5	0.528	0.505	7.08	9.8	3.015	13.55	2.00	316
56	56-1	8 / 4	0.540	0.708	7.86	14.8	2.00	0.781	2.18	340
56	56-2	8 / 4	0.870	0.348	11.8	8.7	3.41	1.54	2.03	319
57	57-1	2 / 1	0.625	0.706	10.5	6.8	4.34	1.61	2.51	388
57	57-2	2 / 1	0.611	0.699	8.36	7.7	3.82	1.72	2.05	322
58	58-1	6 / 3	0.636	0.519	9.55	9.9	2.97	1.19	2.25	350
58	58-2	6 / 3	0.432	0.499	5.91	6.7	4.4	2.01	2.05	322

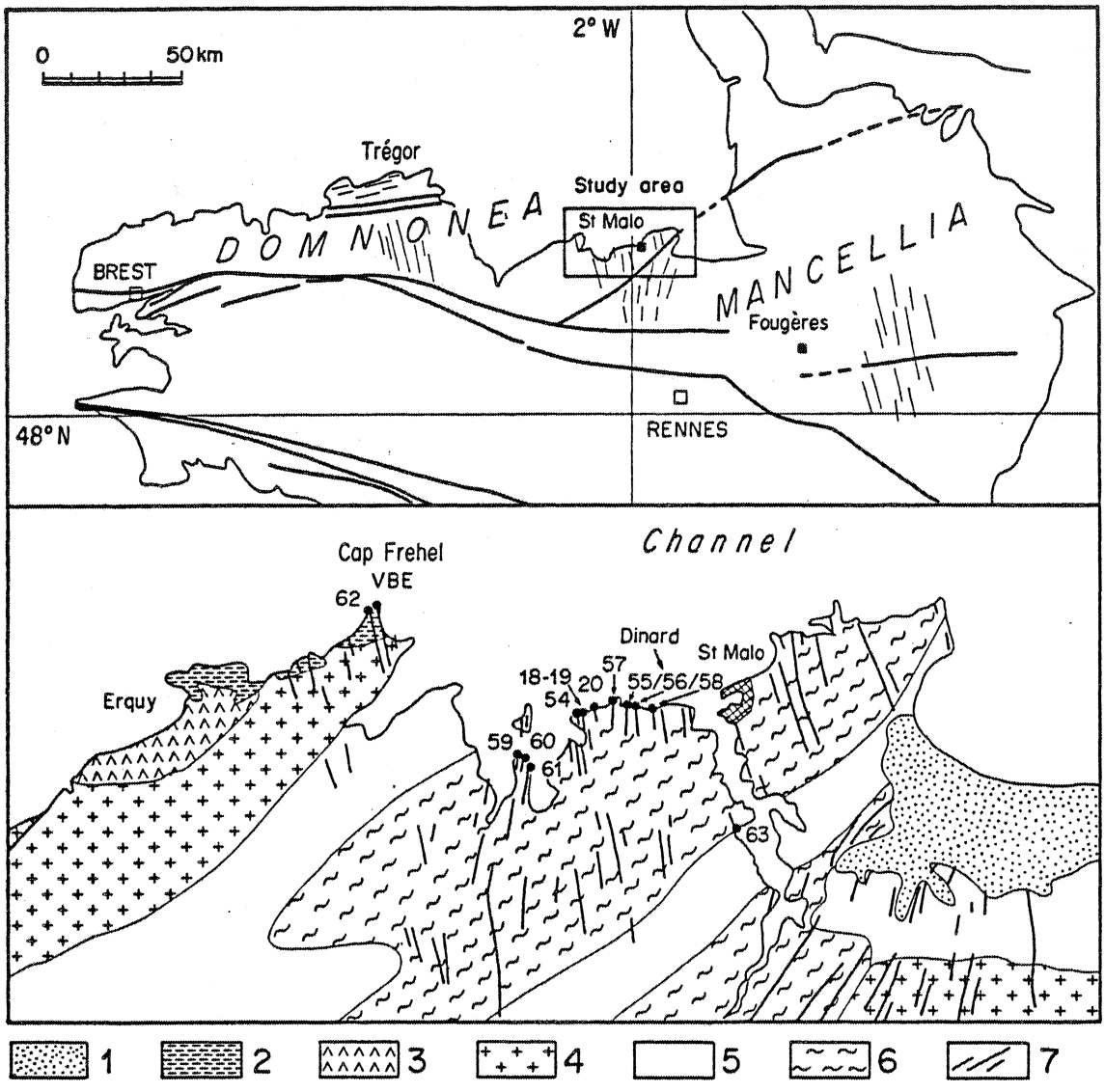
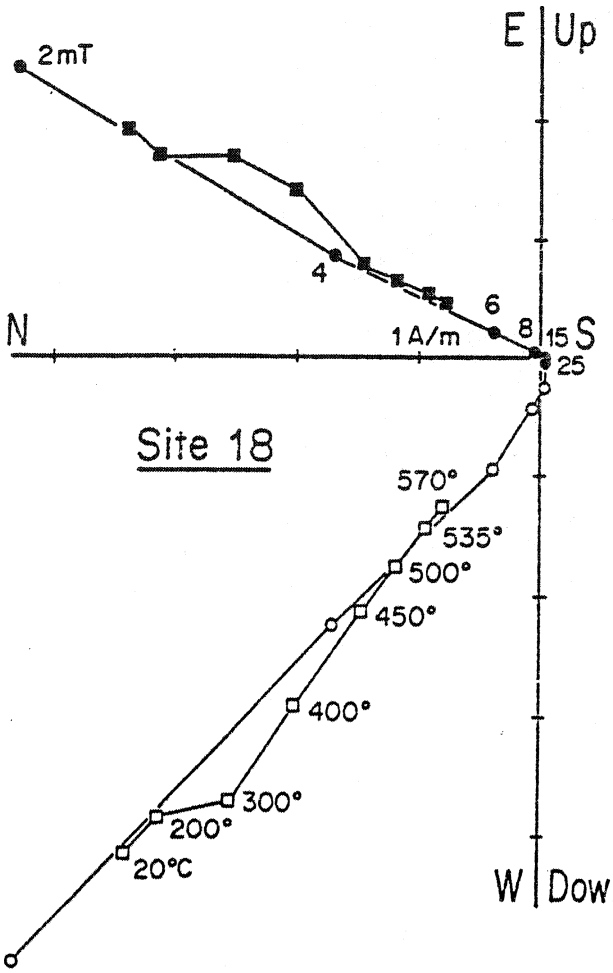
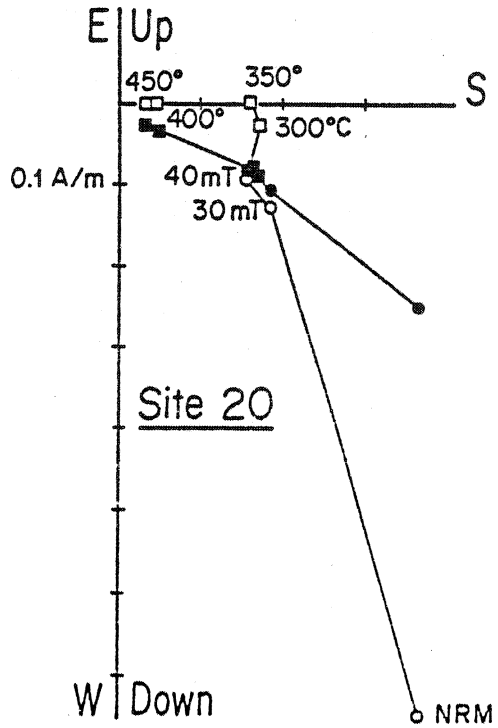
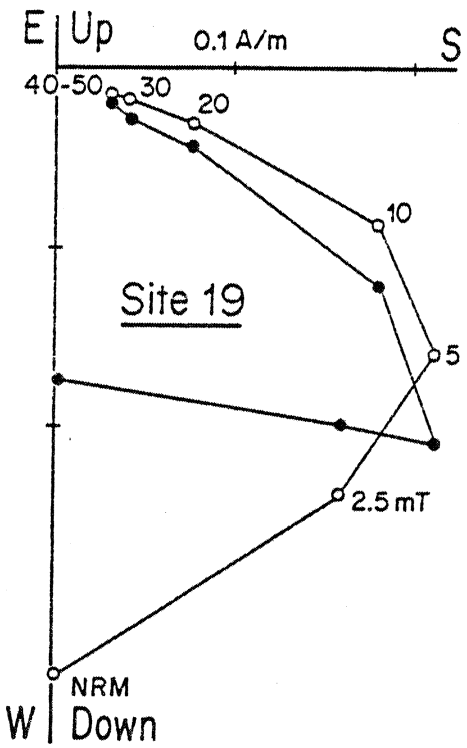

0
50km
2° W
Trégor
Study area
St Malo
DOMNONEA
MANCELLIA
BREST
Fougères
RENNES
48° N
Channel
Cap Frehel
VBE
62
Dinard
St Malo
18-19
20
57
55/56/58
54
Erquy
59
60
61
63
1
2
3
4
5
6
7

Fig. 1


E | Up
2mT
4
6
8
15
25
N
1 A/m
S
Site 18
570°
535°
500°
450°
400°
300°
200°
20°C
W | Down


E | Up
450°
350°
S
400°
300°C
0.1 A/m
40mT
30mT
Site 20
W | Down
NRM


E | Up
0.1 A/m
S
40-50
30
20
10
5
Site 19
2.5 mT
NRM
W | Down

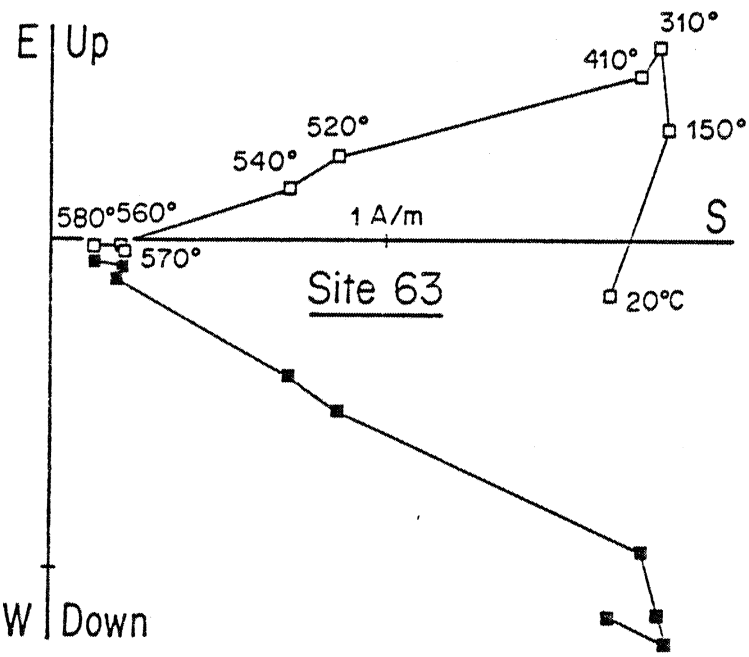

E | Up
310°
410°
150°
520°
540°
580°560°
1 A/m
S
570°
Site 63
20°C
W | Down

fig. 2

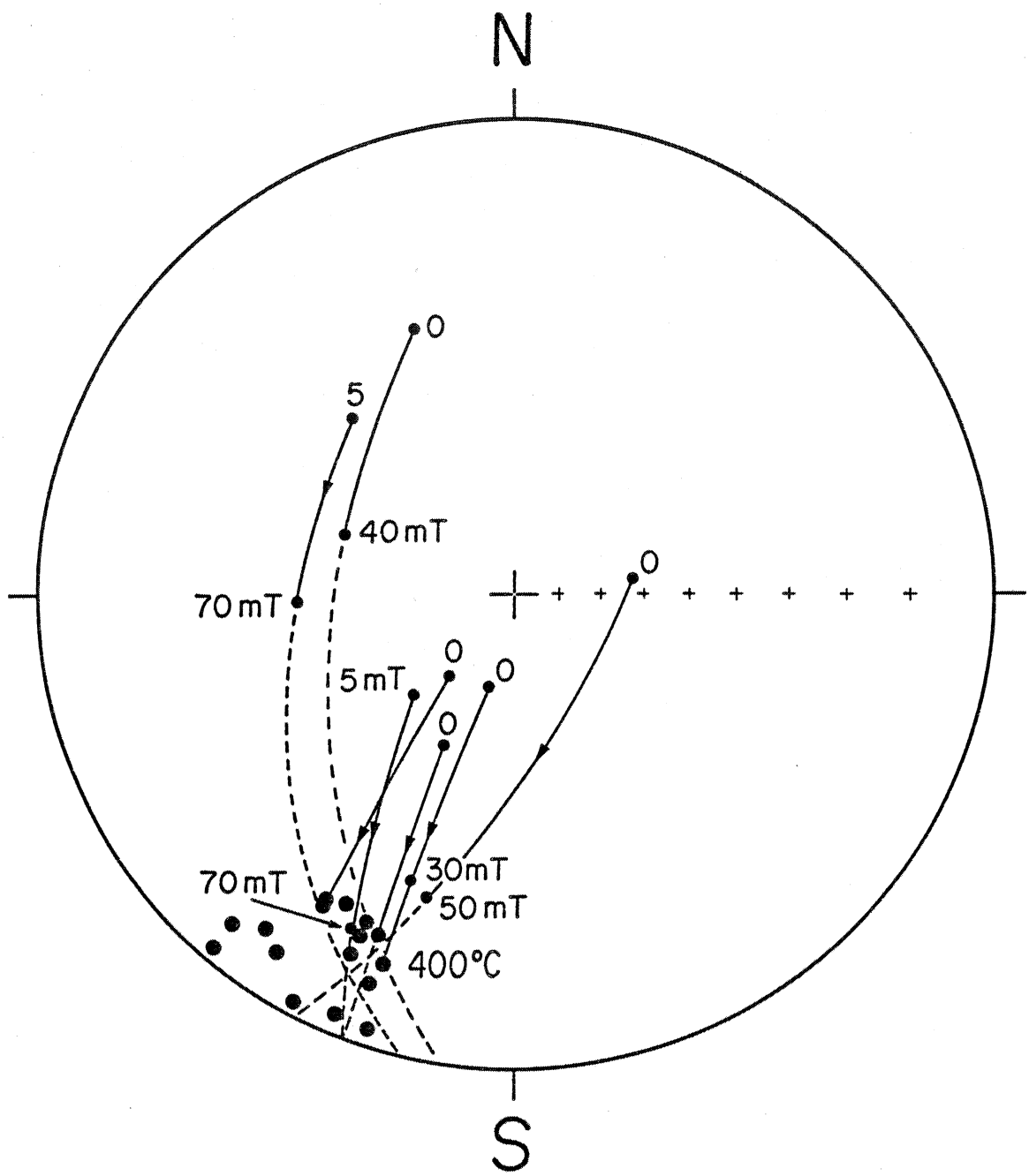


fig. 3

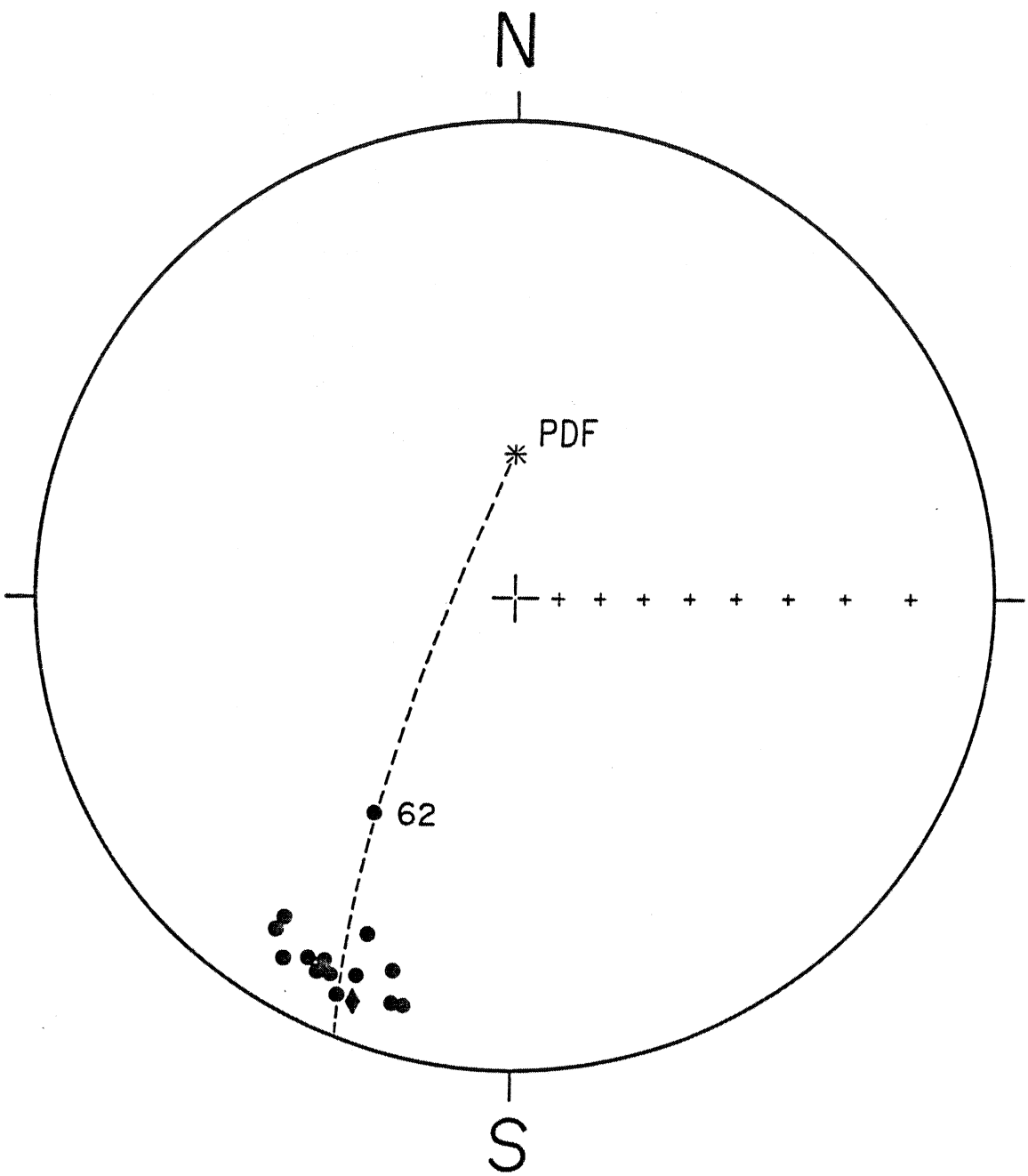


fig. 4

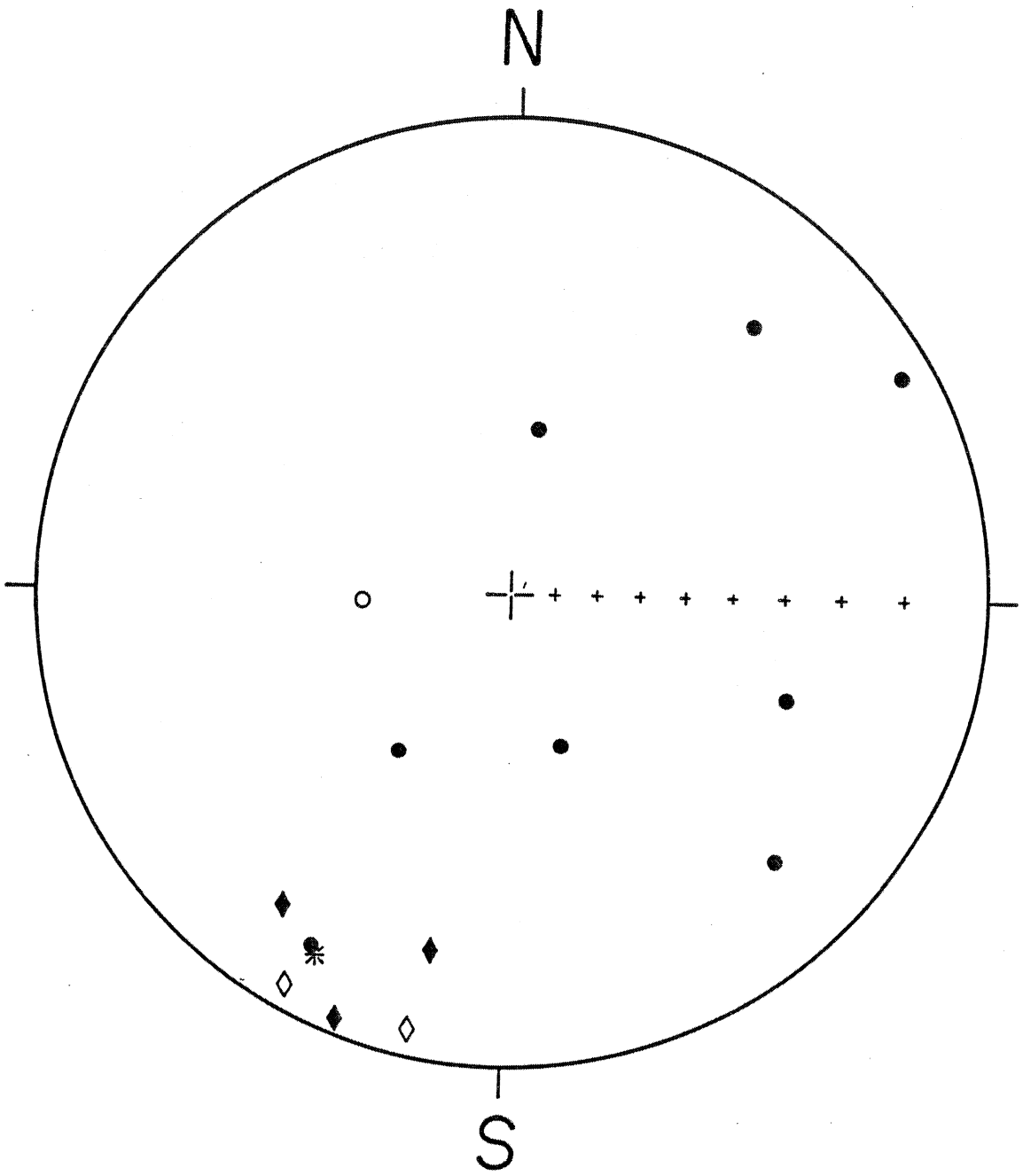


fig. 5

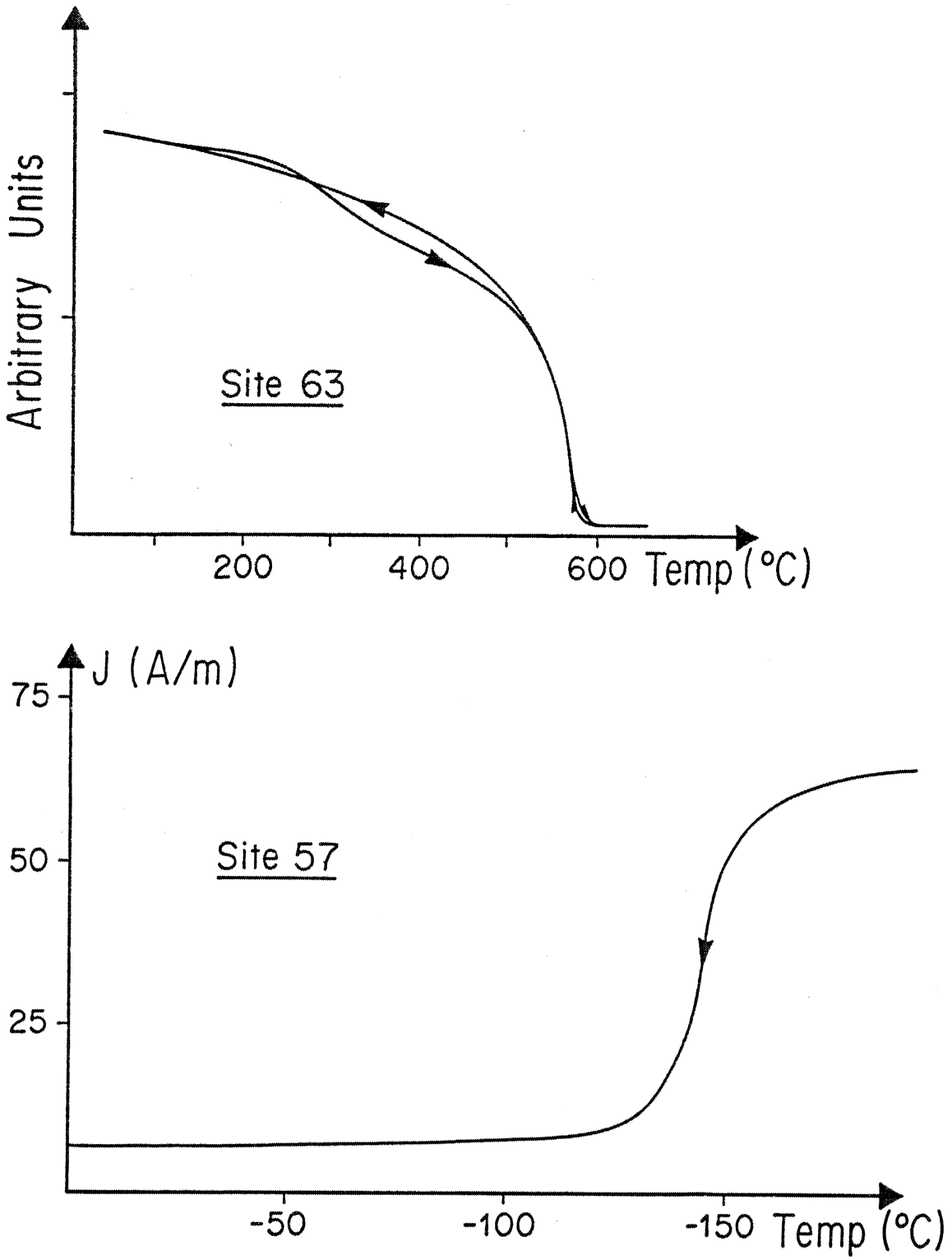

Arbitrary Units
Site 63
200
400
600 Temp (°C)
J (A/m)
75
50
25
Site 57
-50
-100
-150 Temp (°C)

fig. 6

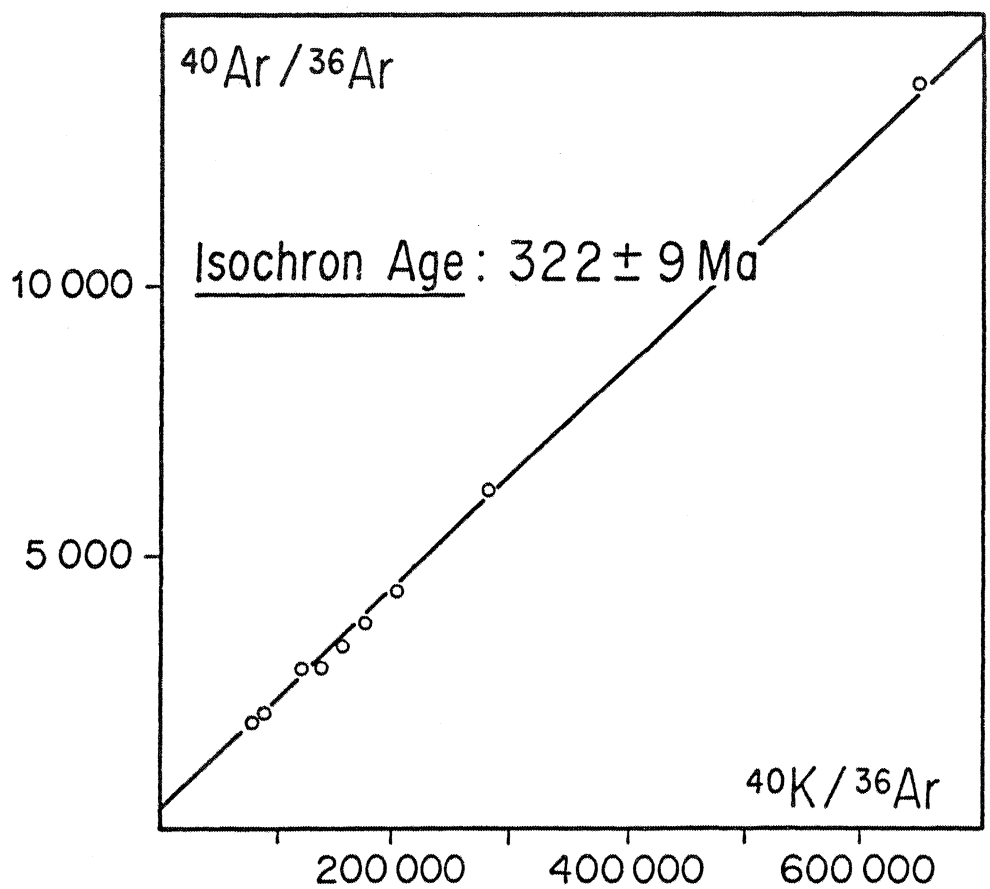

40Ar / 36Ar
Isochron Age : 322 ± 9 Ma
10 000
5 000
40K / 36Ar
200 000
400 000
600 000

fig. 7

SYNTHÈSE DES RÉSULTATS PALÉOMAGNÉTIQUES SUR LE MASSIF ARMORICAIN

par
Hervé PERROUD*

Mots-clés : Paléomagnétisme, Massif Armoricain, Précambrien, Paléozoïque, Paléogéographie.

Résumé : L'objectif de cette note est de mettre à la disposition des géologues non spécialistes un catalogue critique des résultats paléomagnétiques actuellement disponibles pour le Massif Armoricain. Une représentation synthétique des variations du champ magnétique terrestre, sous forme d'une courbe de dérive du pôle, y est en outre proposée, pour une période allant du Précambrien Supérieur jusqu'à l'Actuel. On en déduit une suite de paléopositions et de déplacements du Massif Armoricain.

Review of paleomagnetic results from the Armorican Massif

Key-words : Paleomagnetism, Armorican Massif, Precambrian, Paleozoïc, Paleogeography.

Abstract : The aim of this paper is to produce a directory of available paleomagnetic results from the Armorican Massif. Furthermore, an apparent polar wander path is proposed, together with the sequence of paleopositions of the Armorican Massif, from the Late Precambrian to nowdays.

INTRODUCTION

Au cours des 10 dernières années, il a été publié un grand nombre de résultats paléomagnétiques obtenus sur des roches du Massif Armoricain. Ce Massif est en effet un objectif attrayant pour les paléomagnéticiens, étant donné le grand nombre d'unités d'âge paléozoïques qui y sont datés radiométriquement (Vidal, 1976). D'autre part, il se situe au cœur d'un vaste domaine orogénique (hercynien) et a donc subi au cours de son histoire une suite d'évènements tectoniques et métamorphiques non encore complètement élucidés que le paléomagnétisme peut permettre de mieux comprendre. Cependant ces évènements ont également perturbé les mémoires magnétiques de nombreuses formations, et rendu plus difficiles leur "décryptage" par l'analyse paléomagnétique. En conséquence, pour être utilisable d'un point de vue géologique, les études paléomagnétiques doivent avoir comporté tout un ensemble de traitements en laboratoire (désaimantation, analyse des porteurs magnétiques, test statistiques...) qui ne sont devenus systématiques que très récemment. Toute compilation paléomagnétique se doit donc d'estimer le degré de fiabilité des résultats, et de rejeter ceux qui ne satisfont pas à des conditions minima. La présente publication a pour objectif de faire le point sur les données armoricaines, et d'en déduire une représentation synthétique de l'évolution en fonction du temps des directions du champ magnétique terrestre (C.M.T.).

De façon volontaire, cette note ne contient que peu d'interprétations de type géodynamique. En effet, il ne m'a pas paru souhaitable d'y réinsérer des conclusions déjà développées dans une synthèse récente (Perroud, 1984). Ainsi, chacun pourra se référer à ce catalogue sans paraître pour autant adopter un modèle qui se verra probablement modifié ou adapté au fur et à mesure que de nouvelles données deviendront disponibles, pour le Massif Armoricain ou pour les régions voisines.

Une compilation paléomagnétique a déjà été proposée par Burrett (1983) pour l'ensemble de l'Europe Hercynienne, et il pourrait donc paraître inutile d'en réaliser une autre sur un domaine de taille sensiblement inférieure. Cependant, il me paraît opportun de présenter ce catalogue pour les raisons suivantes :

— De nouvelles données ont été obtenues dans l'intervalle, qui ont sensiblement modifié les idées antérieures sur le paléomagnétisme du Massif Armoricain.

— Burrett (1983) ne se contente pas de citer des résultats mais développe des interprétations pour rejeter ou accepter des pôles, de telle sorte que l'utilisateur se voit contraint d'adopter ses points de vue.

— Burrett (1983) n'est pas paléomagnéticien et ne s'est peut-être pas suffisamment soucié de classer les résultats en fonction de leur fiabilité paléomagnétique. D'autre part, un certain nombre des pôles qu'il mentionne sont erronés.

*CAESS, Laboratoire de Géophysique Interne, Institut de Géologie, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex, France.

DONNÉES PALÉOMAGNÉTIQUES SUR LE MASSIF ARMORICAIN

La majeure partie des études paléomagnétiques sur le Massif Armoricain ont été menées par deux équipes. L'équipe de Leeds a publié vers la fin des années 70 une série de résultats obtenus principalement sur les Iles anglo-normandes, mais également sur le continent (Duff, 1978, 1979, 1980). D'autre part, à partir du séjour du Professeur R. Van der Voo à Rennes, une étroite collaboration entre les laboratoires de paléomagnétisme des Universités du Michigan et de Rennes est née. De nombreux travaux ont été publiés par cette équipe (Jones et al., 1979; Hagstrum et al., 1980; Perroud et al., 1982, 1983, 1985 a, b; Perigo et al., 1983 Perroud et Van der Voo, 1985). Quelques autres équipes sont également intervenues (Edel et Coulon, 1984 par exemple).

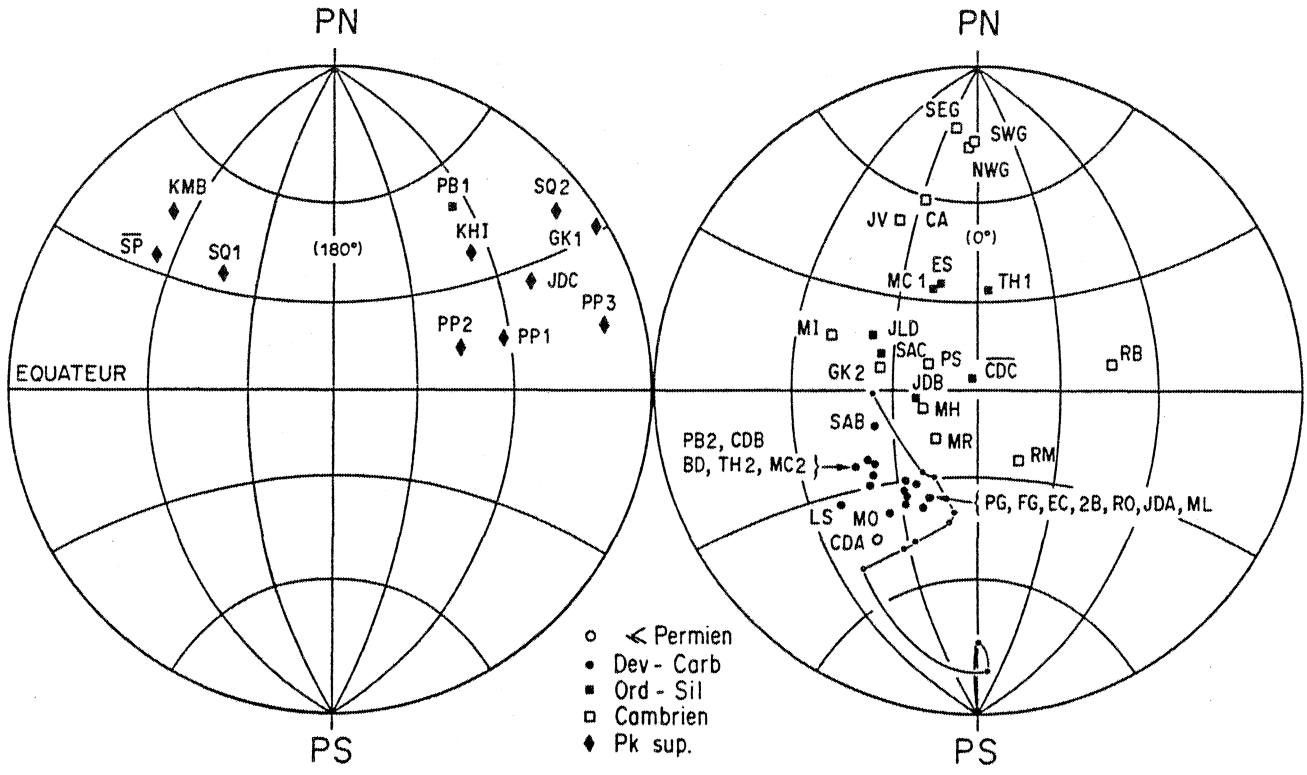


Fig 1 : Pôles paléomagnétiques du Massif Armoricain, en projection stéréographique. La courbe représente la courbe de dérive du pôle pour l'Europe du Silurien à l'Actuel (Perroud, 1982a). Chaque pôle est indentifié par un sigle correspondant à ceux du tableau 1. Quand le sigle est surmonté d'une barre, le pôle a été inversé par rapport au tableau 1, afin d'être conforme à la polarité dominante de son groupe.

Fig. 1 : Paleomagnetic poles from the Armorican Massif, in stereographic projection. The apparent polar wander path for Europe, from Silurian to present day is shown by the solid line (Perroud, 1982a). Each pole is identified with its label from table 1.

Tous ces travaux sont récents et l'aspect méthodologique a été en général assez poussé : les procédures de désaimantations sont systématiques et les méthodes d'interprétation vectorielles généralisées. Souvent, les porteurs de l'aimantation ont été analysés, voire identifiés. L'ensemble est donc de qualité satisfaisante. Cependant, nous avons été amené à rejeter quelques études pour des problèmes d'ordre méthodologiques. En particulier, le travail publié par Seguin (1983) sur la Vendée n'a pas été retenu dans cette compilation (cf. Robardet et Paris, 1985). Finalement, il a été recensé une trentaine de formations étudiées utilisables. Elles ont permis d'obtenir 46 résultats paléomagnétiques, qui sont rassemblés dans le tableau 1 et la figure 1. En effet, de nombreuses roches ont délivré deux, voire trois composantes d'aimantations, pour lesquelles les auteurs ont généralement proposé une chronologie relative ou une estimation de l'âge d'acquisition. Ainsi, pour chaque formation, le tableau 1 mentionne les différentes composantes, avec le pôle paléomagnétique associé, l'âge proposé et une estimation de fiabilité de résultat (à chaque résultat est associé une note, de 1 à 3 pour les plus fiables, selon les critères définis par Mc Elhinny et Embleton, 1976). Pour mieux analyser la portée de ce tableau, il est nécessaire de souligner certains points :

— En premier lieu, chaque résultat représente la traduction en terme de pôle d'une direction d'aimantation rémanente mesurée dans une roche. Il est donc implicitement convenu que l'hypothèse du champ magnétique terrestre similaire à celui d'un dipôle centré axial est vérifiée, et que d'autre part, la direction du champ a été fidèlement fossilisée.

— Il y a une ambiguité permanente quant à la polarité du champ magnétique terrestre. Les pôles indiqués dans le tableau peuvent correspondre soit au pôle Nord, soit au pôle Sud, ce qui peut rendre délicate la reconstitution des mouvements à la surface du globe. De manière générale on utilise la convention suivante pour établir une courbe de dérive du pôle : on choisit la polarité qui minimise le mouvement du continent. Dans la pratique, on est parti du champ actuel en polarité inverse (trajet du pôle Sud) et on est remonté de proche en proche en applicant cette convention.

Symb.	Formation	Age	Lat	Long	Fiabilité	Commentaire	Référence
	Kératophyres Tréguier	642±46					Perrigo et al.,1983
KMB	magnétite		45N	116E	3+	aim. primaire	
KHI	hématite		39N	234E	2	réaim. cadomienne (?)	
SP	Spilites Paimpol	642±46	34S	297E	3	test contact	Hagstrum et al.,1980
	Diorite St Quay	584±56					Hagstrum et al.,1980
SQ1	T° blocage élevées		34N	139E	3	aim. primaire	
SQ2	T° blocage intermédiaires		38N	262E	1	aim. secondaire	
	St Peter Port Gabbro	570-660					Hailwood et Garrett,1977
PP1	In Situ		14N	237E	3		
PP2	Corrigé du pendage		13N	224E	3		
PP3	Contact Diorite Bordeaux		13N	263E	3		
	Gabbro de Keralain	540-620					Hagstrum et al.,1980
GK1	T° blocage élevées		31N	268E	1	aim. primaire	
GK2	T° blocage intermédiaires		08N	325E	1	aim. secondaire	
MI	Dykes Microgranite Paimpol	510-573	16N	310E	3		Hagstrum et al.,1980
PS	Granite de Porz-Scarff	552±08	09N	343E	2		Hagstrum et al.,1980
	Microgranite de Loguivy	552±08					Perrigo et al.,1983
MH	intensité élevée		06S	340E	3	test contact	
ML	intensité faible		37S	331E	3	réaim. hercynienne	
MR	Rhyol. Lézardrieux/StGermain	547±57	16S	343E	2	pos. struct. incertaine	Hagstrum et al.,1980
JV	Volcanites Jersey	522±16	52N	323E	2		Duff.1980
	Dykes dolérites Jersey	incertain				Age d'acquisition proposé:	Duff.1980
JDA	groupe A		31S	336E	3	Carbonifère moyen-sup.	
JDB	groupe B		01S	339E	3	Siluro-Dévonien	
JDC	groupe C		26N	248E	2	Précambrien sup.-Cambrien	
JLD	Dykes lamprophyres Jersey	427±13(?)	16N	322E	2		Duff.1980
SEG	SE granite Jersey	515±26	77N	337E	3		Duff.1978
NWG	NW granite Jersey	476±11	73N	353E	3		Duff.1978
SWG	SW granite Jersey	517±76	74N	356E	3		Duff.1978
CA(2)	Série rouge Carteret	Cambrien inf.	59N	331E	3		Perroud et al.,1982
RO(2)	Série rouge Le Rozel	Cambrien inf.	37S	341E	1	réaim. hercynienne	Perroud et al.,1982
RB	Série rouge Zone Bocaine	Cambrien	09N	045E	1+		Jones,1978
ZB(1)	Série rouge Zone Bocaine	Cambro-Ordov.	33S	332E	3-	réaim. hercynienne	Jones et al.,1979
RM	Série rouge syncl. de May	Cambrien sup.	23S	015E	1		Jones,1978
	Séries rouges Armoricaines	Cambro-Ordov.				Age d'acquisition proposé:	Duff.1979
SAB	composante B3		11S	324E	3	Dév.-Carbonifère inf.	
SAC	composante C		11N	325E	3	Sil.-Dévonien inf.	
ES	Spilites Erquy	479±18	35N	344E	3-	age controversé	Duff.1979
EC(1)	Série r. Erquy/Cap Frehel	Cambro-Ordov.	39S	338E	1	réaim. hercynienne	Jones et al.,1979
	Paimpol-Brehec	472±08				trachyandésite+série rouge	Jones et al.,1979
PB1	composante haute T°		50N	234E	0+	aim. primaire?	
PB2(1)	composante caractéristique		26S	321E	3	réaim. hercynienne	
	Moulin de Chateaupanne	Arenig					Perroud et al.,1985b
MC1	T° blocage élevées		34N	343E	1		
MC2	T° blocage intermédiaires		21S	320E	1	réaim. hercynienne	
	Dolérites Crozon	Ordovicien					Perroud et al.,1983
CDA	composante A		43S	317E	3	K-Ar 190 Ma	
CDB	composante B		23S	322E	3	K-Ar 300 Ma (réaim. herc.)	
CDC	composante C		03S	178E	1	primaire?	
	Massif de Thouars	444±09					Perroud et Van der Voo,1985
TH1	T° blocage élevées		34N	005E	3	2 polarités antiparallèles	
TH2	T° blocage intermédiaires		23S	316E	2	réaim. hercynienne	
MO(2)	Série rouge Montmartin	Paléoz. inf.?	38S	325E	3-	réaim. hercynienne	Perroud et al.,1985a
BD	Filons dolérite St Malo	330	30S	320E	1		de Bouvier et al.,1979
LS	Volcanisme Laval	Viséen	33S	309E	3-	réaim. hercynienne	Edel et Coulon,1984
FG	granite Flamanville	308±07	30S	332E	1		Van der Voo et Klootwijk,1972
PG	granite Ploumanac'h	291±07	34S	332E	3		Duff.1979

Notes: Les classes de fiabilité sont celles de McElhinny et Embleton, 1976. Le signe indique le résultat d'un test du pli. Tous les ages Rb-Sr ont été recalculés avec une contante $\lambda^{87}Rb = 1.42\ 10^{-11}\ an^{-1}$ et une erreur à 2 σ (Peucat, com. personnelle).

1: Ces pôles diffèrent de ceux de la liste de Burrett (1983) car ils sont reportés ici sans correction de pendage, étant donné qu'il s'agit de réaimantation hercynienne.

2: Ces pôles diffèrent de ceux de la liste de Burrett (1983) car ils ont fait l'objet de réinterprétation.

Tableau 1 : Pôles paléomagnétiques obtenus sur des formations du Massif Armoricain.
Table 1 : Paleomagnetic poles from the Armorican Massif.

— Le problème majeur est la datation des aimantations secondaires. Souvent, la seule façon d'opérer consiste à chercher les similitudes avec des pôles datés pour les périodes plus récentes que l'âge de la roche. Il convient d'être particulièrement prudent avec ce genre d'opération, qui peut mener à des raisonnements circulaires.

Malgré ces restrictions il faut souligner que cet ensemble de résultats fait du Massif Armoricain une des régions les mieux couvertes d'un point de vue paléomagnétique, étant donné la taille limitée du Massif, et l'intervalle de temps étudié (300 à 640 MA). D'autre part, ce massif ne recèle pratiquement pas de terrains plus jeunes que le Paléozoïque supérieur. Mais, comme il n'a pas été mis en évidence depuis lors de mouvement relatif entre le Massif Armoricain et le reste de l'Europe, on peut considérer que la courbe de dérive apparente du pôle pour l'Europe est applicable au Massif Armoricain, du Permien à l'Actuel. Ceci permet donc de combler une lacune dans la couverture temporelle. Par contre, ce raisonnement ne peut s'appliquer pour les périodes plus anciennes. Pour le Silurien et le Dévonien, en particulier, les formations armoricaines n'ont pu jusqu'à maintenant être exploitées paléomagnétiquement. Il y a peu d'espoir pour le Silurien, mais des formations calcaires du Dévonien seront probablement étudiées prochainement. Enfin, pour les roches plus anciennes que 640 MA, bien qu'il y ait des indices de l'existence d'un protolithe ancien (Vidal, 1976), il n'a pas encore pu être identifié de formation exploitable.

ÉTABLISSEMENT D'UNE COURBE DE DÉRIVE DU PÔLE

Ainsi que cela apparaît sur la figure 1, les pôles présentent une tendance à former des groupes, en fonction de l'âge. Ces groupes sont parfois assez éloignés les uns des autres, sans la moindre donnée intermédiaire. Ce caractère discontinu m'a amené à calculer un certain nombre de pôles moyens, présentés dans le tableau 2, plutôt que de chercher à analyser les pôles comme une série temporelle avec des méthodes de fenêtre glissante ou autre. Les raisons de cette discontinuité peuvent être d'ordre géodynamique ou bien statistique : en effet, bon nombre de résultats sont des réaimantations orogéniques et il y a donc une proportion importante de pôles associés à des tranches de temps bien précises (figure 2). De même, l'activité volcanique ou plutonique est liée aux évènements orogéniques. Cependant, on ne peut exclure l'idée que le mouvement du Massif Armoricain fut lui-même discontinu. Ce regroupement en six pôles moyens (tableau 2) est satisfaisant car seul un petit nombre de résultats (6 sur 46) ne peuvent s'y insérer. Pour les pôles CDA, SAB, et JDB, c'est uniquement parce que leur âge ne correspond pas à l'âge moyen du groupe. On peut noter qu'ils se situent normalement sur le trajet liant les pôles moyens. Par contre, les pôles PB1, RB et RM, se situent nettement à l'écart des groupes de pôles du même âge. Cependant, ces trois pôles ont un degré de fiabilité faible (0 ou 1).

En conclusion de cette analyse de la répartition des pôles, il est raisonnable de proposer une série de pôles moyens, avec leur cercle de confiance tenant compte de la dispersion à l'intérieur de chaque groupe. La courbe de dérive se fait donc en reliant entre eux ces pôles par des segments de grands cercles (Fig. 3). On ne peut cependant considérer que le trajet reliant deux pôles moyens consécutifs soit lui-même une trajectoire de pôle.

Age (Ma)	Pôles utilisés	Lat	Long	N	k	A95
600-640	KMB,SP,SQ1	40N	125E	3	49	18
570-600	KH1,SQ2,PP1,PP2, PP3,GK1,JDC	26N	248E	7	18	15
540-570	GK2,MI,PS,MH,MR	02N	332E	5	18	19
500-540	JV,CA,SEG,SWG,NWG	68N	336E	5	44	12
430-500	JLD,ES,SAC,MC1, CDC,TH1	23N	342E	6	15	18
280-330	PB2,MC2,LS,FG, CDB,JDA,RO,ZB,EC, ML,TH2,MO,BD,PG	31S	327E	14	69	05

Tableau 2 : Pôles paléomagnétiques moyens pour le Massif Armoricain.
Table 2 : Mean paleomagnetic poles for the Armorican Massif

RECONSTITUTION DES DÉPLACEMENTS DU MASSIF ARMORICAIN

Ce regroupement en six pôles moyens facilite l'interprétation de la courbe de dérive du pôle en terme de mouvements du continent. La dernière difficulté tient alors à l'ambiguité de polarité qui fait que pour chaque pôle, deux paléopositions sont possibles. La contrainte du mouvement minimum permet de faire un choix mais il n'est pas du tout évident qu'il s'agisse de la meilleure solution. Cet argument est plutôt d'ordre statistique, et il ne faut donc pas exclure qu'il faille y déroger quelques fois. En particulier, entre le Cambrien inférieur et l'Ordovicien, cette convention conduit à établir une courbe présentant un point de rebroussement, qui doit donc correspondre à un changement brutal du mouvement du continent au cours du Cambrien. Par contre, le choix de polarité opposé pour le Cambrien Inférieur, conduit à une courbe beaucoup plus régulière, mais qui correspond à un mouvement du continent plus rapide. Ces deux alternatives de courbes de dérive du pôle sont représentées sur la figure 3. Elles vont conduire à deux reconstitutions différentes en terme de déplacement. De même, le passage du pôle Précambrien Supérieur au pôle Précambrien Supérieur-Cambrien correspond à un chemin de longueur voisine de 90°. La convention ne peut raisonnablement séparer les deux alternatives et il faut donc considérer les positions du pôle comme étant définies à 180° près pour ces époques anciennes.

Pour passer de la position du pôle par rapport au Massif Armoricain en position actuelle à la paléoposition du Massif, il suffit d'effectuer une rotation telle que le pôle paléomagnétique soit ramené à l'un des deux pôles géographiques, selon le choix de polarité. On obtient alors une suite de positions (Fig. 4) qui représente le mouvement de l'unité continentale considéré au cours du temps. L'ambiguité de polarité se traduit alors par une incertitude sur le signe de la latitude, d'une part, et par une indétermination de 180° sur l'orientation du continent d'autre part. Les deux positions possibles pour la période Cambrien Inférieur sont représentées sur la figure 4. Rappelons d'autre part que la longitude est indéterminée.

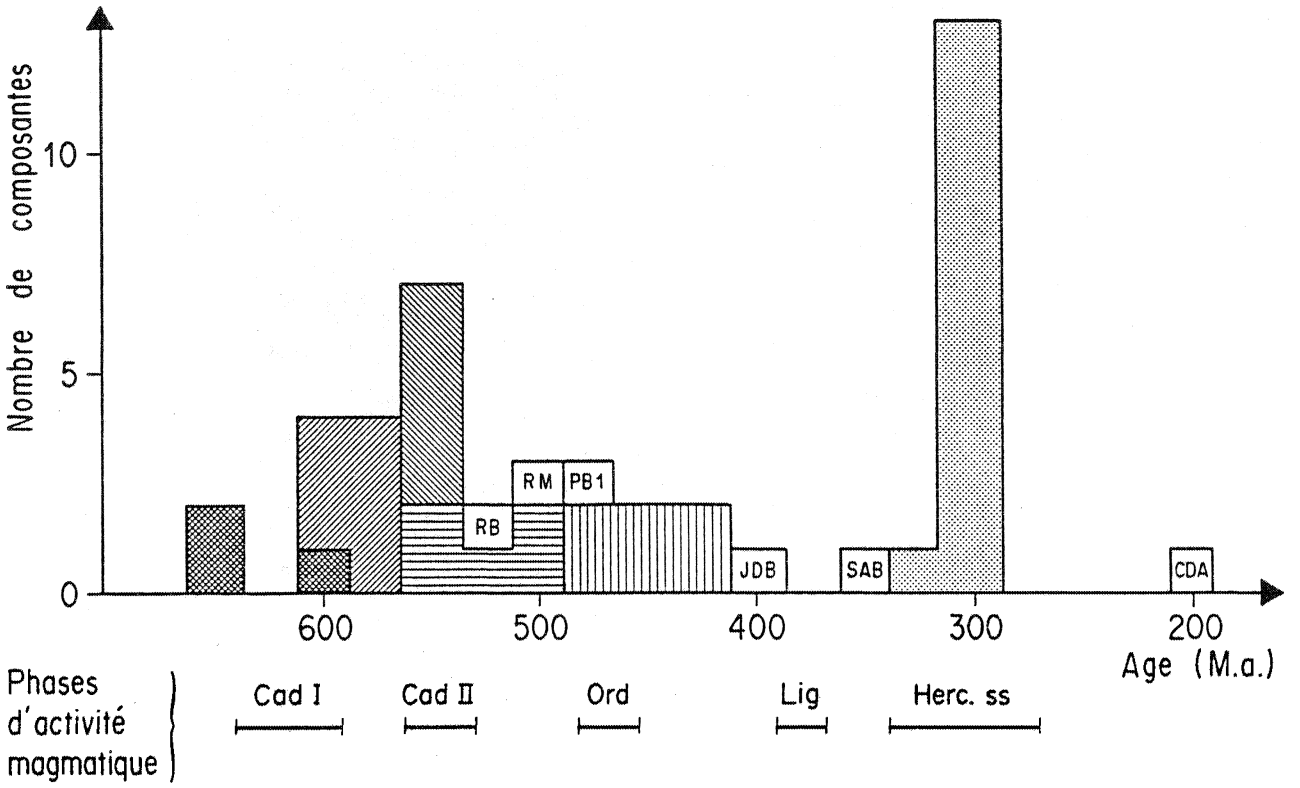


Fig. 2 : Histogramme de fréquence de l'âge des composantes d'aimantation rassemblées dans le tableau 1. Chaque figuré représente la répartition des données d'un même groupes de pôles. A titre de comparaison, l'âge des principales phases d'activité magmatique dans le Massif Armoricain (Cadomien I et II, Ordovicien, Ligérien et Hercynien sensu stricto) est indiqué (Peucat, communication personnelle).

Figure 2 : Frequency histogram of the age of the magnetization components. Each stipple corresponds to one group of poles. The ages of magmatic activities in the Armorican Massif are also indicated.

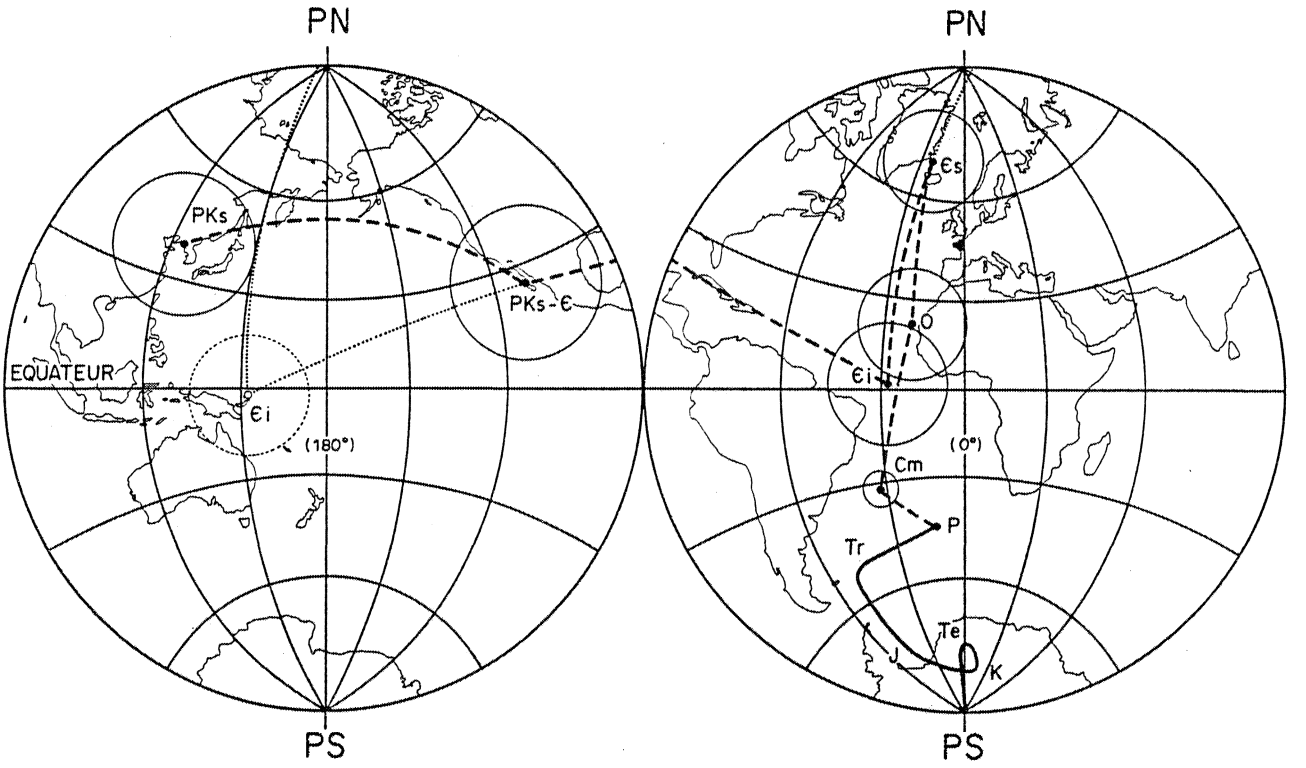


Fig. 3 : Courbe de dérive du pôle pour le Massif Armoricain, du Précambrien Supérieur à l'Actuel, construite à partir des pôles moyens du tableau 2, avec leurs cercles de confiances. Une alternative est présentée pour le Cambrien (pointillé), en fonction du choix de polarité. Projection stéréographique.

Fig. 3 : Apparent polar wander path for the Armorican Massif, from Late Precambrian to present day. Two alternatives are presented for Cambrian (solid and dotted lines). Stereographic Projection.

Les faits marquants qui apparaissent sur la figure 4 sont les suivants :

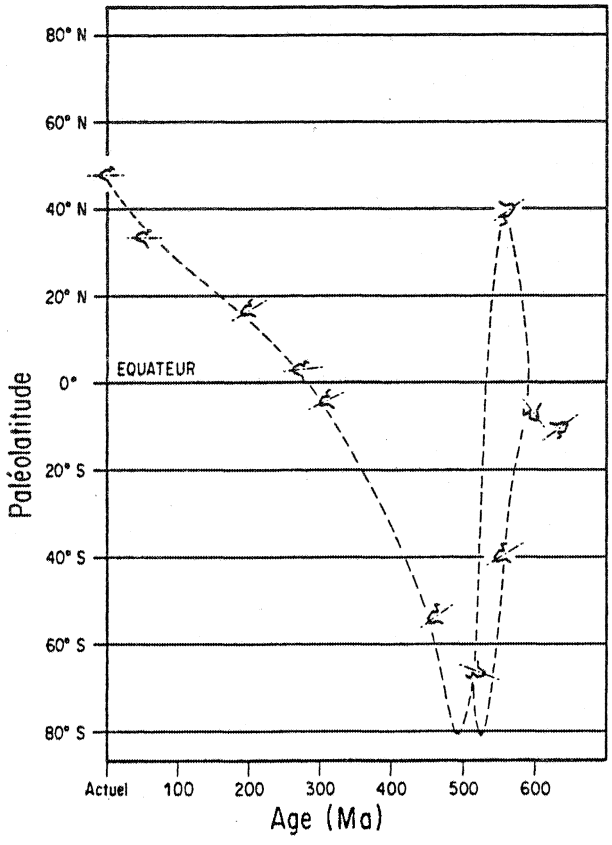


Fig. 4 : Suite de paléo-positions du Massif Armoricain. Les deux alternatives présentées pour le Cambrien (500-570 MA) correspondent aux deux courbes de dérive du pôle de la figure 3. Pour chaque époque, le massif est présenté dans ses paléolatitudes et orientation par rapport à l'axe Nord-Sud (vertical dans ce shéma). Aucune indication de paléo-longitude ne peut être obtenue à partir des données paléomagnétiques.

Fig. 4 : Paléo-positions of the Armorican Massif with again two alternatives for Cambrian. For each period, the massif is shown in its paléolatitude and orientation with respect to North-South axis (vertical in this plot). No indication of paleolongitude could be obtained from paleomagnetic data.

— Au Précambrien Supérieur, le Massif Armoricain se situe au voisinage de l'équateur. Les mouvements en latitude sont très limités quelques soient les choix de polarité. L'orientation variable du Massif traduit soit des rotations, soit des mouvements à faible composante latitudinale.

— Au cours du Cambrien, le Massif subit une importante dérive. Les deux déplacements présentés correspondent au choix de polarité pour le pôle Cambrien Inférieur (540-570 MA). On peut estimer la vitesse de déplacement latitudinal à environ 10 ou 15 cm/an selon le trajet.

— A la limite Cambrien-Ordovicien et pendant tout l'Ordovicien, le Massif est au voisinage du pôle. Ces résultats sont cohérents avec l'interprétation glacio-marine de certaines formations ordoviciennes (Dangeard et Doré, 1971; Hamouni et al., 1981).

— Entre l'Ordovicien et le Carbonifère, le Massif passe du voisinage du pôle à une position équatoriale. Il ne sera possible de préciser cette transition qu'avec des données d'âge Siluro-Dévonien, ou avec des informations provenant de régions considérées comme liées au Massif Armoricain à cette époque, telle la Meseta Ibérique (Perroud et al., 1984). De toute façon, ce transfert correspond à une vitesse de déplacement minimum de 4-5 cm/an.

— Du Carbonifère à l'Actuel, le Massif a subi une translation vers le Nord, à une vitesse d'environ 2 cm/an, accompagné de changement d'orientation par rapport à l'axe Nord-Sud; certains sont interprétés comme dûs à une rotation du Massif (rotation d'environ 15° entre le Carbonifère Moyen et le Permien Inférieur (Perroud, 1985); pour d'autres, il peut s'agir simplement d'un déplacement avec une composante en longitude, décrit par un pôle Eulérien; un tel pôle a été proposé pour la période Permien Inférieur-Trias Supérieur (Perroud, 1982). D'autre part, il est certain que des mouvements longitudinaux ont eu lieu depuis le Permien (Ouverture de l'Atlantique). A noter que le paléomagnétisme permet de proposer des mouvements absolus par rapport à l'axe de pôles géographiques, alors que les méthodes basées sur les fonds océaniques débouchent sur des mouvements relatifs entre continents.

ÉVOLUTION DE LA DIRECTION DU C.M.T. POUR LE MASSIF ARMORICAIN

Une autre façon de représenter l'évolution temporelle du C.M.T. consiste à calculer pour chaque pôle paléomagnétique la direction de champ correspondant en un point central du Massif Armoricain. Cette représentation n'est pas parlante d'un point de vue géodynamique, et n'a pas de valeur générale puisqu'elle dépend du point de référence choisi. Elle est surtout intéressante pour les paléomagnéticiens eux-mêmes, pour comparer les composantes d'aimantations obtenues lors d'une étude paléomagnétique avec la suite des directions connues pour la région. On peut ainsi déceler l'existence d'aimantation secondaire , ou proposer un âge d'acquisition pour des réaimantations.

Le point de coordonnées 48°N, 2.5°W a été choisi ici comme référence. La suite des directions de champ en ce point est donnée dans le tableau 3 et représenté par la figure 5. Le choix de polarité pour le pôle Cambrien-Inférieur donne encore lieu à deux alternatives.

Age	Decl	Incl	Paleolatitude
Tertiaire	179	-52	33N
Crétacé	177	-59	39N
Trias sup.	211	-31	17N
Trias inf.	199	-20	10N
Permien sup.	197	-17	09N
Permien inf.	187	-03	01N
280-330	206	+13	06S
430-500	212	+75	62S
500-540	339	+78	67S
540-570	214(034)	+58(-58)	39S(39N)
570-600	301(121)	+14(-14)	07S(07N)
600-640	038(218)	+19(-19)	10S(10N)

Notes : Champ en polarité inverse jusqu'à 540 Ma; Au delà, le choix de polarité ne peut être fait avec certitude et les deux directions possibles sont indiquées, avec les paleolatitudes correspondantes.

Tableau 3 : Suite des directions de champ au site 48°N, 2.5°W.
Table 3 : Successive Earth Magnetic Field directions at the site 48°N, 2.5°W.

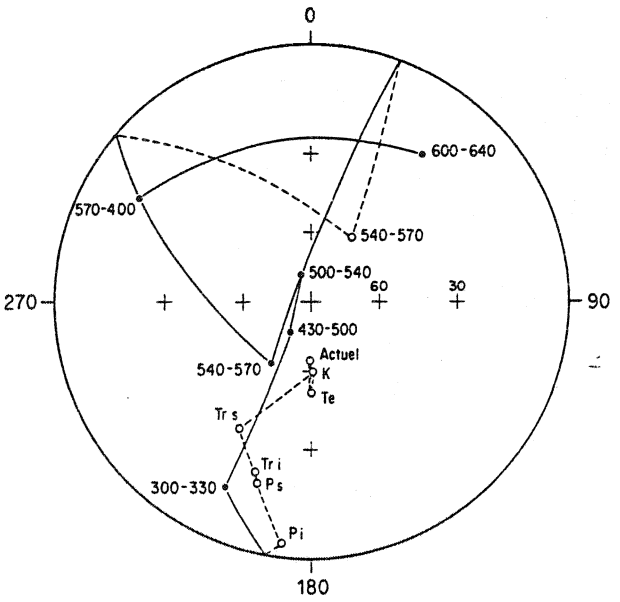


Fig. 5 : Suite des directions du C.M.T. (en polarité inverse) au centre du Massif Armoricain avec deux alternatives pour le Cambrien, en fonction du choix de polarité. Projection stéréographique de l'hémisphère inférieur (symboles et traits pleins) et de l'hémisphère supérieur (symboles et traits pointillés).

Fig 5 : Earth Magnetic Field successive directions (reverse polarity) within the Armorican Massif. Stereographic projection.

CONCLUSION

Cette première synthèse des données paléomagnétiques relatives au Massif Armoricain permet d'une part de vérifier la bonne cohérence interne du lot de données, la validité de conclusions avancées précédemment par certains auteurs (comme la dérive rapide au Cambrien ou la position polaire à l'Ordovicien) et d'autre part de souligner certaines lacunes ou certaines ambiguités, découlant de choix de polarité par exemple. Elle incite donc à orienter les nouvelles recherches de façon à résoudre les problèmes restants. En particulier, on peut se rendre compte que la majeure partie des données provient de la partie Nord du Massif et il n'est pas exclu que l'intégrité du Massif n'aie pas été totale au cours du temps. Seules des données du groupe 430-500 MA (Ordovicien) représentent un couverture spatiale correcte du Massif. Le groupement satisfaisant des 6 pôles correspondants est la seule indication de l'intégrité du Massif au delà du Carbonifère.

Enfin, il est utile de rappeler que les interprétations en termes de déplacements résultent d'hypothèses fondamentales, vérifiées pour les périodes actuelles et prolongées dans le passé géologique. La vérification de telles hypothèses ne peut être obtenue que par le développement des études paléomagnétiques pour les périodes anciennes. Cette compilation peut y contribuer, en servant de référence pour appuyer l'interprétation de résultats à acquérir sur des formations d'âge Précambrien.

BIBLIOGRAPHIE

BURRETT C.F 1983 — Palaeomagnetism and the Mid-European Ocean - an alternative interpretation of lower Palaeozoic apparent polar wander. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 72, 523-534.

DANGEARD L. & DORE F. 1971 — Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mém. Bureau Rech. Géol. Minière*, 73, 550-565.

DE BOUVIER M.C., BONHOMMET N. & VAN DER VOO R. 1979 — Paleomagnetism and K-A40 dating of dolerites dykes from the Armorican Massif, France [abs.] *EOS*. 60, 220.

DUFF B.A. 1978 — Paleomagnetic and rock magnetic studies of Lower Palaeozoic rocks on Jersey and the adjacent regions of the Armorican Massif. *PhD thesis Leeds*. 338 p.

DUFF B.A. 1979 — The Paleomagnetism of Cambro-Ordovician redbeds, the Erquy spillite series and Tregastel-Ploumanac'h Granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 59, 345-365.

DUFF B.A. 1980 — The paleomagnetism of Jersey volcanics and dykes and the Lower Paleozoic apparent polar wander path for Europe. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 60, 355-375.

EDEL J.B. & COULON M. 1984 — Late Hercynian remagnetization of Tournaisian series from the Laval syncline, Armorican Massif, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 343-350.

HAGSTRUM J.T., VAN DER VOO R., AUVRAY B. & BONHOMMET N. 1980 — Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 61, 489-517.

HAILWOOD E.A. & GARETT. C. 1977. — Palaeomagnetism and the dynamo-thermal history of the St. Peter Port Gabbro, Guernsey. *Proc. Ussher Soc.*, 4, 26-35.

HAMOUNI N., LE RIBAULT L. & PELHATE A. 1981 — les schistes de Cosquer (Ordovivien supérieur, Massif Armoricain occidental) : une formation glaciaire à la périphérie d'un islandsis ordovicien. *Bull. Soc. Géol. France*, 23, 279-286.

JONES M. 1978 — Paleozoic paleomagnetism in the Armorican Massif, France. *MSc thesis, U. of Michigan, Ann Arbor.*

JONES M., VAN DER VOO R. & BONHOMMET N. 1979 — Late Devonian to Early Carboniferous paleomagnetic poles from the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 58, 287-308.

Mc ELHINNY M.W. & EMBLETON B.J.J. 1976 — Precambrian and Early Paleozoic palaeomagnetism in Australia. *Phil. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, 280, 417-431.

PERIGO R., VAN DER VOO R., AUVRAY B. & BONHOMMET N. 1983 — Paleomagnetism of Late Precambrian-Cambrian volcanics and intrusives from the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 75, 235-260.

PERROUD H. 1982a — Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc Ibéro-Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 14, 1, 1-114.

PERROUD H. 1982b — The change of paleomagnetic vector orientation induced by Eulerian rotations : applications for the relative rotations of Spain and Europe. *Tectonophysics*, 81, T15-T23.

PERROUD H., BONHOMMET N. & ROBARDET M. 1982 — Comment on "A paleomagnetic study of Cambrian redbeds from Carteret, Normandy, France" by Morris, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 69, 573-578.

PERROUD H., BONHOMMET N. & VAN DER VOO R. 1983 — Paleomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France). *Géophys. J. R. Astr. Soc.*, 72, 307-319.

PERROUD H., VAN DER VOO R. & BONHOMMET N. 1984 — Paleozoic geodynamic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12, 579-582.

PERROUD H., ROBARDET M., VAN DER VOO R., BONHOMMET N. & PARIS F. 1985a — Revision of the age of magnetization of the Montmartin redbeds, Normandy, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 80, 541-549.

PERROUD H., BONHOMMET N. & THEBAULT J.P. 1985b — Paleomagnetism of the Ordovician Moulin de Chateaupanne formation, Vendée, Western France, soumis au *Geophys. J. R. Astr. Soc.*

PERROUD H. & VAN DER VOO R. 1985 — Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars massif, Vendée province, France. *J. Geophys. Res.*, sous presse.

ROBARDET M. & PARIS F. 1985 — Comment on "Paleomagnetism of some lithological units from the Lower Paleozoic of the Vendée, France" by M.K. Seguin. *Tectonophysics*, sous presse.

SEGUIN M.K. 1983 — Paleomagnetism of some lithological units from the Lower Paleozoic of the Vendée, France. *Tectonophysics*, 96, 257-279.

VAN DER VOO R. & KLOOTWIJK C.T. 1972 — Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville Granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility. *Geol. Mijnb.*, 51, 609-617.

VIDAL P. 1976 — L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21, 162 p. (1980).

Note déposée le 20 février 1985
Manuscrit définitif accepté le 7 mai 1985

TROISIEME PARTIE : ETUDES PALEOMAGNETIQUES SUR LA MESETA IBERIQUE

Introduction

La Meseta Ibérique représente le plus vaste massif hercynien d'Europe Occidentale. Une zonation géologique y a été reconnue depuis longtemps (Lotze, 1945) et des grandes similitudes ont été remarquées entre certaines zones et le Massif Armoricain (Mc Pherson, 1886; Barrois, 1886; Choubert, 1935). La notion d'arc Ibéro-Armoricain introduite à cette époque a été avancée pour corrèler les zonations respectives de ces deux massifs à travers le Golfe de Gascogne (Cogné, 1967; Matte, 1974). La question s'est alors posée de l'origine de cette structure. Des études structurales (Julivert, 1971; Matte et Ribeiro, 1975) ont suggéré une origine tectonique. Nous avons donc entamé l'étude de cette structure dans la Péninsule Ibérique, conjointement aux études développées dans le Massif Armoricain (deuxième partie de ce mémoire) pour quantifier au travers des déclinaisons paléomagnétiques le degré d'arcure secondaire, due à la déformation hercynienne.

La première étude réalisée portait sur les formations ordoviciennes du synclinal de Buçaco, au Portugal (Perroud, 1980). Ces formations sont considérées comme exactement homologues à celles de la presqu'ile de Crozon (Henry et al., 1974). En particulier nous y avons étudié la série rouge de base et les sills doléritiques de l'Ordovicien Supérieur. De large effets de réaimantations y ont été découverts (Perroud, 1980 et appendice 2). Seul un site de schistes rouges fins a révélé une aimantation considérée comme primaire, isolée en fin de désaimantation thermique (au-delà de 600° C) (Perroud, 1980).

La seconde région étudiée a été l'arc Asturien, situé sur la côte Nord de l'Espagne. Une séquence sédimentaire complète y est exposée, du Cambrien au Carbonifère, avec de nombreux niveaux rouges. De plus, ce domaine forme un arc, où les tendances structurales varient continuellement, de N 45° dans le Nord à N 270° dans le Sud en passant par des directions Nord au Centre. Nous avons choisi d'y étudier 3 niveaux stratigraphiques bien représentés, la formation de Lancara, griottes rouges du Cambrien Inférieur, la formation de San Pedro, grès rouge d'âge limite Silurien-Devonien et la formation d'Alba, griottes rouges Carbonifère Inférieur. Dans un premier temps, nous avons conduit des études ponctuelles sur ces séries. Les résultats ont été publiés au fur et à mesure et se trouvent dans les appendices 4 (formation de l'Alba, San Emiliano), 14 (Cabo de Penas, avec en outre les résultats obtenus sur 2 niveaux volcaniques ordoviciens) et 15 (formation de San Pedro, Cabrillanes). Compte tenu de ces résultats et de ceux publiés entre temps par Ries et al., 1980, nous avons conduit un échantillonage complémentaire pour obtenir une couverture de l'ensemble de l'arc. Les résultats de ces nouveaux sites seront développés dans le chapitre IV.

D'après certains auteurs (Robardet, 1976; Paris et Robardet, 1977), le Sud de la Meseta Ibérique a des caractères géologiques très différents des parties centrale et nord. La possibilité d'une origine différente de ces domaines était testable par le paléomagnétisme. Nous avons donc également

orienté nos recherches vers ces régions. L'appendice 16 donne les résultats de l'étude d'intrusions et du volcanisme Devonien Supérieur -Carbonifère Inférieur de régions situées à l'extrème Sud de la Péninsule Ibérique. Quant au chapitre V, il présente les résultats de l'étude du volcanisme spilitique Silurien de la région d'Almaden.

Pour clore cette partie (chapitre VI), je tenterai de réunir l'information obtenue sur la Meseta Ibérique et d'en tirer les conclusions principales en ce qui concerne l'évolution de ce domaine au cours du Paléozoique.

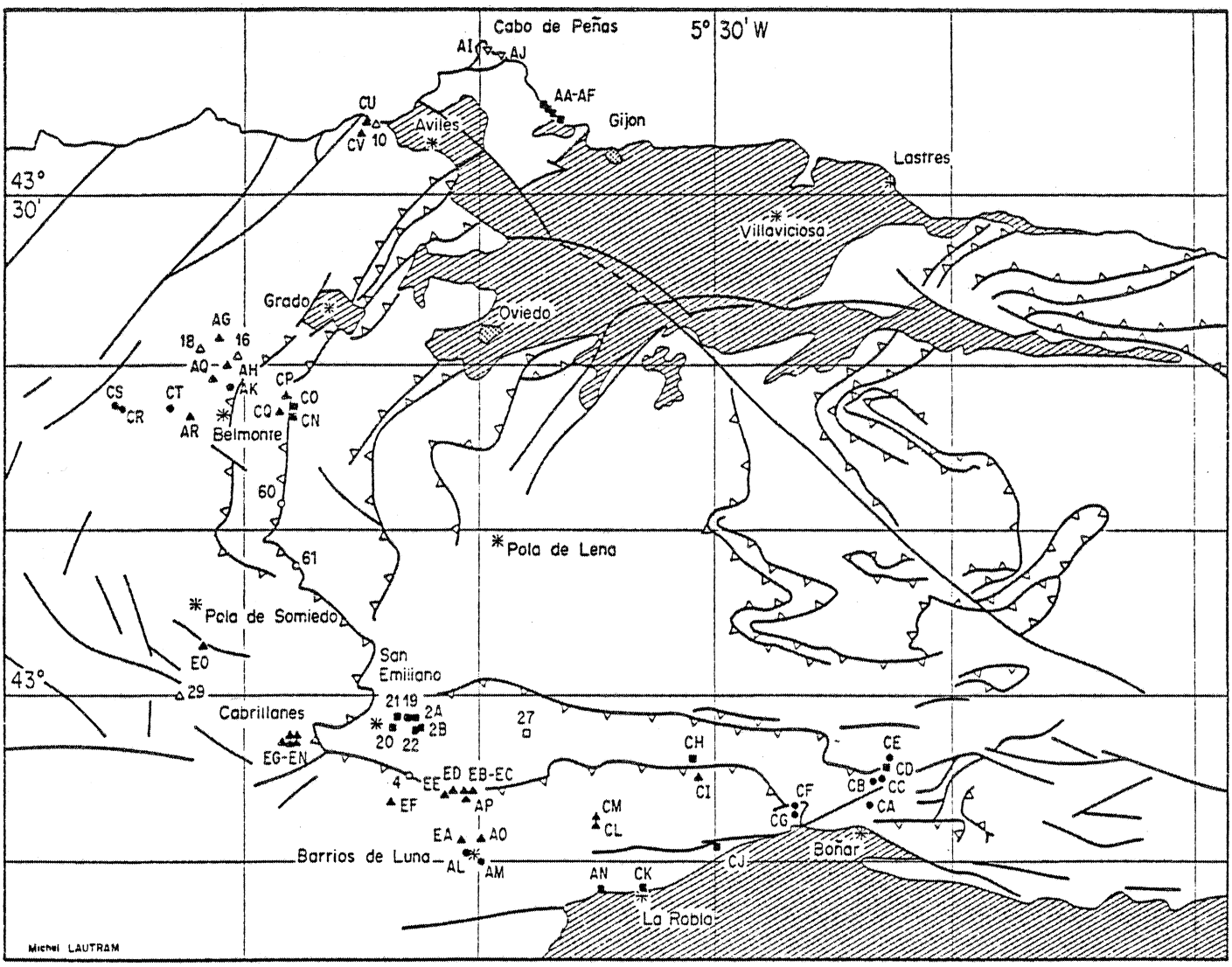


Fig. 8: Situation des sites de prélèvement dans l'arc Asturies: points: formation Lancara: triangles: formation San Pedro: carrés: formation Alba; symboles creux: sites étudiés par Ries et al., 1980, à l'exception ces sites AI et AJ, prélevés dans le volcanisme Ordovicien du Cabo de Penas.

CHAPITRE IV - Nouveaux résultats paléomagnétiques sur l'arc Asturien

En plus des études ponctuelles déjà réalisées et publiées (appendices 4, 14, 15), j'ai conduit un échantillonnage complémentaire dans l'arc Asturien, qui me permette d'obtenir une représentation complète des séries sédimentaires choisies tout au long de l'arc. Ces séries sont des formations rouges, au nombre de 3:

.Formation Lancara, griottes rouges, Cambrien Inf.
.Formation San Pedro, grès rouges, limite Silurien-Dévonien
.Formation Alba, griottes rouges, Carbonifère Inf.

La position géographique des sites de prélèvement (61 en tout) est indiquée sur la figure 8. On peut y remarquer que les sites se trouvent concentrés dans la partie externe de l'arc, où les terrains ne sont que partiellement décollés, et où la tectonique en nappes est la moins importante.

Ries et al. ont publié dès l'année 1980 une étude paléomagnétique de cette même région. Ils montrent que les déclinaisons paléomagnétiques suivent grossièrement les contours de l'arc. Il nous a semblé qu'il était nécessaire de poursuivre ce travail, avec les méthodes les plus modernes de l'analyse paléomagnétique, de façon à estimer de façon plus précise les effets de la tectonique asturienne. Un certain nombre des sites que j'ai étudié l'avaient été également par Ries et al. Nos résultats sont en général compatibles. J'ai donc inclus dans la discussion les résultats de Ries et al., obtenus sur les sites que je n'ai pas échantillonnés et pour lesquels la dispersion intra-site est raisonnable ($k>10$). Ces sites (8) sont également positionnés sur la figure 8.

Les sites étudiés ici comprennent habituellement de 6 à 10 échantillons, tous désaimantés progressivement par la méthode thermique, la plus efficace lors des études antérieures. Les résultats des désaimantations sont projetés dans les diagrammes de Zijderveld et interprétés graphiquement (cf première partie). La majeure partie des mesures ont été réalisées au magnétomètre digitalisé Schonstedt , de type "Spinner", et les chauffes avec le four Schonstedt TSD-1. Quelques échantillons ont été mesurés avec un magnétomètre cryogénique (ScT, U. of Michigan). Les résultats obtenus avec ces deux magnétomètres sont tout à fait similaires.

Dans les trois formations étudiées, le porteur principal de l'ARN est l'hématite fine, qui donne sa couleur à la roche. En effet, les courbes de saturation d'ARI (appendices 4 et 14) et les températures de déblocage maxima en sont typiques. Les aimantations sont de type chimique dans ce genre de roche (pigmentation secondaire) et il sera donc supposé dans ce chapitre que les directions moyennes de chaque site représentent des enregistrements fidèles de directions de champ magnétique, et que le processus d'acquisition des aimantations conduit à une intégration de la variation séculaire.

IV.1 - Formation Lancara

.Résultats de l'analyse paléomagnétique: l'aimantation rémanente naturelle (ARN) des échantillons de cette formation est généralement bien définie au niveau de chaque site. L'intensité d'aimantation est comprise entre

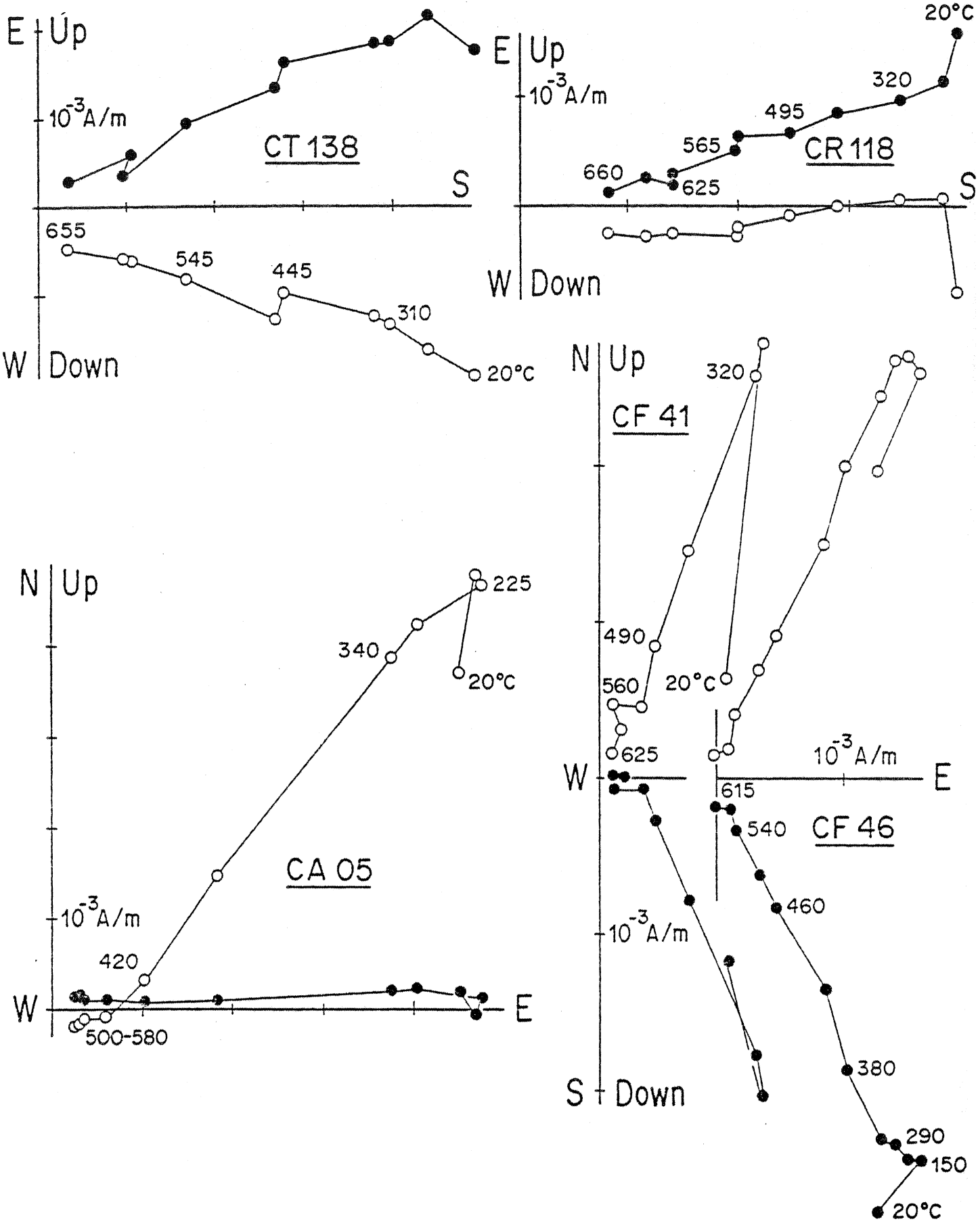


Fig. 9: Courbes de désaimantations typiques d'échantillons de la formation Lancara. Les points pleins et creux représentent respectivement les projections des vecteurs aimantation dans les plans horizontal et vertical. Les données ne sont par corrigées du pendage des couches.

1E-3 et 2E-2 A/m, avec un mode autour de 5E-3. Elle se situe donc bien au dessus du seuil de fiabilité des appareils de mesure. Quand aux directions, elles sont bien groupées, mais les directions moyennes obtenues pour chaque site sont assez différentes les unes des autres, que ce soit avec ou sans correction structurale.

Les désaimantations thermiques conduites sur ces échantillons montrent clairement que l'ARN a une nature multivectorielle (fig. 9). En effet, après la destruction d'un parasite en-dessous de 200°C, l'évolution linéaire des courbes de désaimantation met en évidence une composante d'aimantation dominante, mais il n'y a généralement pas convergence vers l'origine des diagrammes. Au contraire, une composante résiduelle, significativement différente de la composante détruite, peut etre isolée dans certains cas (figure 9, échantillons CA5 ou CR118). Pour d'autres échantillons (CT138, fig. 9), bien que la nature multivectorielle soit encore suggérée par le dépassement de l'origine en fin de désaimantation, il n'est pas possible d'estimer la composante résiduelle, et seule la composante détruite peut etre déterminée. On peut noter que dans un même site (échantillons CF41 et CF46, fig. 9) certains échantillons présentent une composante résiduelle (CF41), d'autres non (CF46). Par contre, la composante détruite est présente dans tous les échantillons. D'autre part, alors que ses estimations dans chaque échantillon sont très semblables, les composantes hautes températures sont souvent beaucoup plus dispersées. Les directions moyennes des composantes caractéristiques obtenues, ainsi que leurs paramètres statistiques, sont rassemblés dans le tableau 1. Les résultats des sites 4, 60 et 61 proviennent de l'étude de Ries et al., 1980.

Le cas du site AK est un bon exemple des problèmes de séparation des composantes dans ces échantillons (fig. 10). Les directions d'ARN y sont fortement groupées, bien que présentant un étalement en inclinaison, suggérant l'existence de deux composantes. Lors de la désaimantation, la composante détruite est parfaitement déterminée entre 250 et 550°C et la composante résiduelle à partir de 550°C. Les directions obtenues sur l'ensemble du site sont présentées par la figure 10. Il apparait clairement que les directions de températures de déblocage intermédiaires sont fortement groupées et similaires aux directions d'ARN. Les directions résiduelles ont une dispersion beaucoup plus importante, mais surtout montrent une tendance vers le groupe des composantes de températures intermédiaires. Il me semble que la séparation est incomplète, en ce qui concerne les composantes résiduelles. L'utilisation de grands cercles n'est ici d'aucun secours puisque la convergence se fait vers la composante de dispersion la plus faible, donc vers la composante de température intermédiaire.

En conclusion,les échantillons analysés présentent toujours une composante caractéristique, isolée pour des températures comprises entre 200° et 550°C, et parfois des directions hautes températures, probablement non significatives. La discussion qui suit portera donc sur l'interprétation des composantes caractéristiques.

.Discussion: Ainsi que cela apparait dans le tableau 1, les directions caractéristiques sont bien définies au niveau de chaque site mais elles sont très différentes d'un site à l'autre, et ceci aussi bien sans qu'avec correction de pendage. L'interprétation de ces résultats est donc très difficile. On peut cependant faire quelques constatations simples:

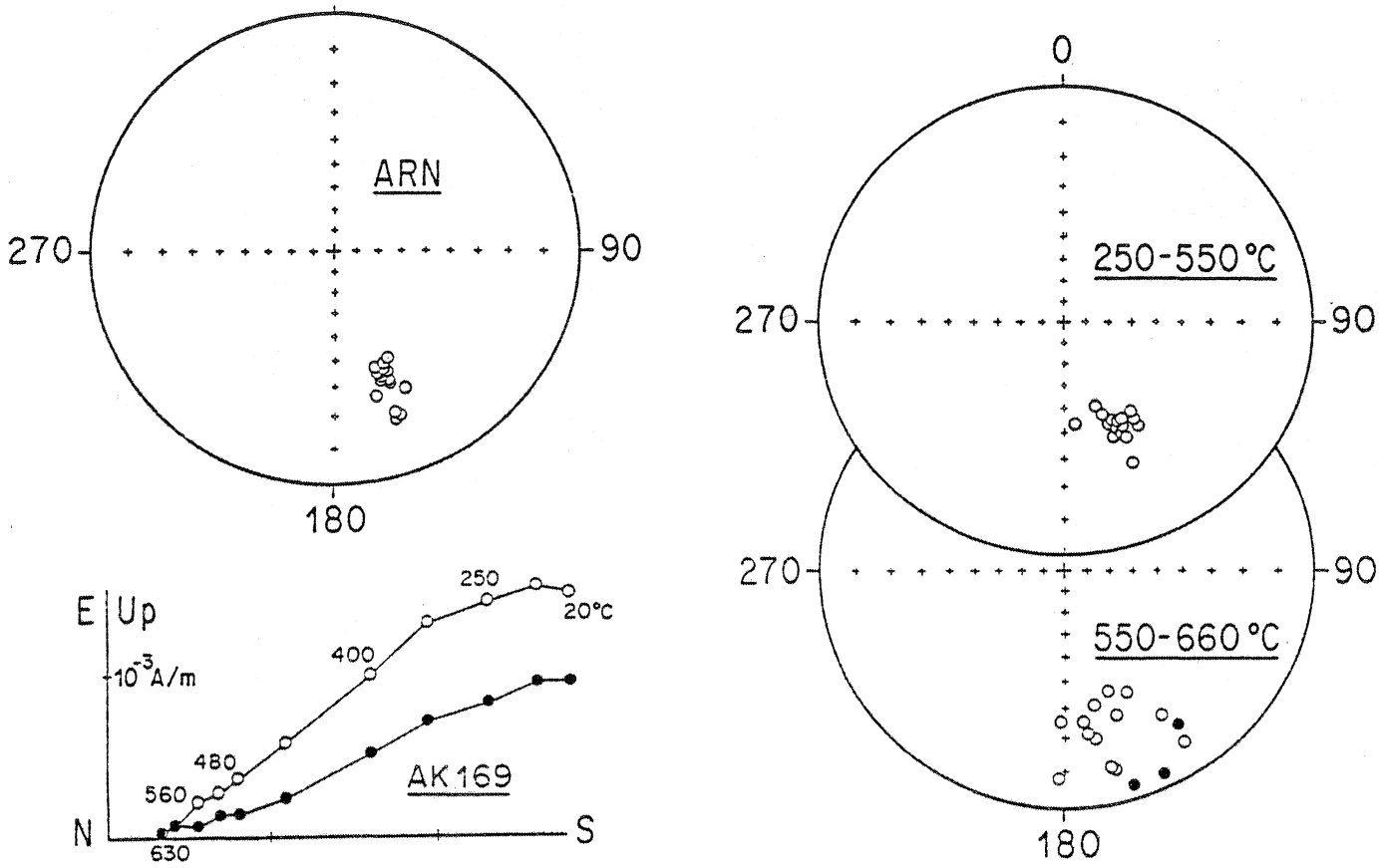


Fig. 10: Résultats des désaimantations au site AK (fm Lancara): les données d'ARN (en haut à gauche), présentent un étalement en inclinaison suggérant une nature composite de l'aimantation. Effectivement, les désaimantations thermiques (en bas à gauche) révèlent une composante résiduelle, au delà de 550°C, différente de l'aimantation caractéristique, éliminée entre 250 et 550°C. Cette dernière est très consistante sur l'ensemble du site (en haut à droite), alors que les composantes résiduelles présentent une dispersion plus importante (en bas à droite). Ces résultats suggèrent que la séparation des composantes n'est pas satisfaisante.

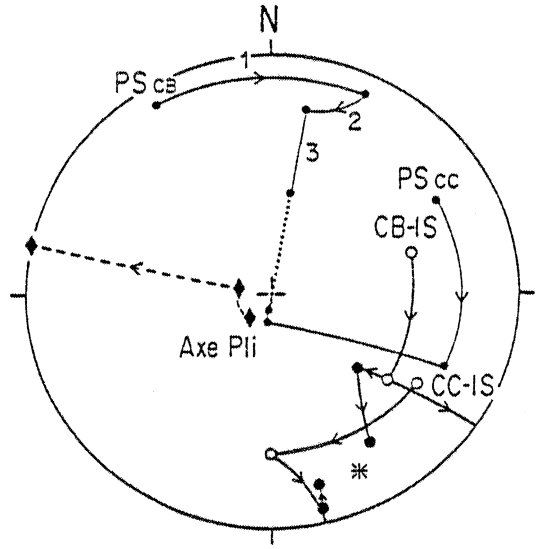


Fig. 11: Déplissement des résultats paléomagnétiques des sites CB et CC (fm Lancara): les symboles et traits fins sont relatifs au pole du plan de stratification, les symboles et traits épais aux directions d'aimantation, les losanges et tiretés à l'axe du pli. 3 rotations successives sont appliquées: la première d'axe vertical prend en compte l'effet de serrage de l'arc ibéro-armoricain: la deuxième ramène l'axe du pli à l'horizontale: la troisième correspond à la correction du pendage résultant. Elle n'est appliquée qu'à 50%. On voit que les directions d'aimantation convergent alors vers la direction de champ permo-carbonifère (étoile) dans la région.

- Il n'y a pas d'effet apparent du champ magnétique actuel: la plupart des données sont dans l'hémisphère Sud et faiblement inclinées, certaines même étant orientées vers le haut.

- Les déclinaisons sont difficiles à comparer, étant donné d'une part le plongement non négligeable des axes de plis à certains sites (et donc l'incertitude résultant sur la déclinaison) et d'autre part la répartition des sites le long de l'arc. Cependant, les inclinaisons ne devraient pas être perturbées par les phénomènes de rotations rigides. Or, on constate qu'elles sont également très dispersées, avant correction de pendage entre -55 et +37°, après entre -78 et + 57°. Cette dispersion est trop importante pour être due à de simples erreurs expérimentales. Elle est plus probablement à rattacher au contexte tectonique très perturbé de la région. De toute évidence, on ne peut interpréter ces résultats ni comme une aimantation primaire homogène, ni comme une réaimantation totale postérieure à la déformation.

- L'état de déformation interne est insuffisant pour expliquer cette dispersion par un effet de "strain". Les fossiles sont en effet intacts. Il n'y a généralement pas de schistosité apparente. Par conséquent, une origine syn-plissement de l'aimantation parait l'hypothèse la plus probable. La dispersion serait engendrée par une acquisition diachronique au cours de la déformation. Etant donné l'âge connu des déformations (Carbonifère Supérieur), la direction du champ magnétique local peut être estimée et les directions In Situ observées doivent pouvoir en dériver si cette hypothèse est valable. D'après les résultats de Van der Voo (1969), la direction du CMT dans le Nord de l'Espagne au Permo-Carbonifère est proche de D= 155°, I= +10°. Or, on constate qu'un déplissement partiel permet de faire coincider les directions moyennes par site avec cette direction de référence dans la branche Nord de l'arc (sites CR, CS, CT et AK). Dans la branche Sud, une complexité supplémentaire apparait, puisque la fermeture tectonique de l'arc au Carbonifère Supérieur a modifié les déclinaisons. Ainsi, les sites CA, CB, CC et CE présentent des directions Est, ce qui suggère que l'acquisition des aimantations a été antérieure à cette dernière phase de déformation. Pour expliquer l'orientation actuelle des directions observées, on peut avancer le scénario suivant:

- Acquisition de l'aimantation au cours du plissement principal d'axe tangentiel à l'arc.
- Rotation des aimantations au cours d'une deuxième phase de plissement, d'axe radial, provoquant localement de fortes inclinaisons des axes de plis.
- Modification des déclinaisons au cours de la fermeture tectonique de l'arc.

La déformation inverse basée sur ce scénario permet de retrouver la direction Permo-Carbonifère de la région avec un angle de fermeture de l'arc de 55° et un déplissement de 50% (fig. 11) pour les sites CB et CC, situés dans une terminaison périclinale. Bien que l'orientation des axes de plis ne puissent pas être toujours estimée avec précision, il semble que ce processus soit compatible avec la grande majorité des résultats de cette étude. Les résultats de Ries et al. (sites 4, 60, 61) sont également compatibles avec un déplissement partiel et un effet de fermeture de l'arc, d'angle variable en fonction de la position du site. Il me semble donc très probable que l'aimantation de ces échantillons ait été acquise au cours de la déformation et qu'elle ne soit donc pas utilisable à des fins géodynamiques. Les composantes hautes températures correspondent peut être à des résidus

Tableau 1: Résultats de l'analyse paléomagnétique. Formation Lancara.

Site	Coordonnées	Stratification	Ns	Interval	Direction IS	k	A95	Direction CP
AK	43.3N/6.2W	241/76	16	250-550°C	156/-39	110	3.5	155/+37
AK	43.3N/6.2W	241/76	16	550-660°C	164/-16	21	8	177/+57
AL	42.8N/5.8W	274/95	13	200-650°C	151/+37	90	4.5	038/+38
AM	42.8N/5.8W	309/71	12	200-650°C	150/+36	88	4.5	098/+28
CA	42.9N/5.3W	059/131	6	200-500°C	086/-55	573	3	002/+20
CB	42.9N/5.3W	059/85	7	300-550°C	073/-29	35	10.5	030/-15
CC	42.9N/5.3W	150/75	2	200-600°C	126/-22	-	-	122/+16
CE	42.9N/5.3W	085/73	7	200-650°C	086/+07	118	6	092/+01
CF	42.9N/5.4W	206/101	5	200-600°C	156/-43	442	4	156/+43
CG	42.9N/5.4W	084/62	7	200-600°C	162/-34	1023	2	051/-78
CR	43.3N/6.4W	270/50	7	variable	161/000	47	9	152/+46
CR	43.3N/6.4W	270/50	4	variable	166/-23	58	12	166/+26
CS	43.3N/6.4W	245/52	6	200-600°C	165/-08	240	4	169/+43
CT	43.3N/6.3W	015/52	5	200-550°C	161/+05	81	9	169/-23
CT	43.3N/6.3W	015/52	3	550-640°C	167/+11	165	10	168/-14
4	42.9N/6.0W	084/76	6	-	109/+31	25	14	121/-13
60	43.2N/6.1W	182/56	6	-	128/-04	40	11	141/+39
61	43.1N/6.1W	089/61	6	-	076/+07	13	20	089/+15

d'aimantations antérieures. Mais il n'a pas été possible de les isoler de façon satisfaisante. Ces résultats confirment d'autre part l'existence des phénomènes de rotation d'axe vertical, tardifs, associés à la fermeture tectonique de l'arc. Ils ne sont cependant pas suffisant pour les quantifier de façon plus précise que lors des études antérieures.

IV.2 - **Formation de San Pedro**

Cette formation a fait l'objet d'une étude déjà publiée (appendice 15) dans la région de Cabrillanes. Outre la recherche paléomagnétique, cette étude avait pour but de tester la dispersion des paléoaimantations dans un contexte structural particulier, celui de la charnière d'un pli à axe incliné. Les résultats de cette étude restent ambigus, puisqu'un test de plissement positif a été obtenu, alors que des tentatives de déplissement plus élaborées n'ont pas donné satisfaction (appendice 5). De nouveaux sites ont donc été étudiés et les résultats en sont donnés dans ce chapitre (les directions caractéristiques obtenues, et leur paramètres statistiques sont rassemblées dans le tableau 2).

.Résultats de l'analyse paléomagnétique: ces échantillons présentent une ARN bien cohérente à l'intérieur de chaque site, d'intensité variant entre 1E-3 et 5E-2 A/m. Les directions sont variables d'un site à l'autre, généralement dans l'hémisphère Est. On n'observe pas de tendance vers la direction du champ actuel. Compte tenu des résultats de l'étude précédente, des désaimantations progressives thermiques ont été conduites sur l'ensemble de l'échantillonage (20 nouveaux sites), jusqu'à 680°C. Le comportement des échantillons au cours des désaimantations est tout à fait semblable à celui observé lors de la première étude. En particulier, il est encore possible de classer les sites en trois groupes:

.Sites à aimantations univectorielles: les sites EC, ED, EE, EF, EO, CI, CM, et CV présentent des courbes de désaimantation du type de celle de l'échantillon EE44 (fig. 12), où la convergence régulière vers l'origine de l'aimantation au cours de la chauffe illustre clairement son caractère mono-composante. Les températures de déblocage maximum se situent aux alentours de 680°C, point de Curie de l'hématite. La dispersion intra-site est toujours faible (paramètre de Fisher k compris entre 50 et 150, tableau 2). Les directions moyennes obtenues ne différent pratiquement pas des directions d'ARN.

.Sites à aimantations bivectorielles: les sites AG, AO, AP, AQ, et CV présentent des courbes de désaimantation plus complexes (fig. 12, éch. AG52 et CV151). Une première composante peut être déterminée par ajustement linéaire entre 300 et 650°C. Souvent, on observe un palier au voisinage des 600-650°C, et un point final stable est atteint (éch. AG52). Au delà de 650°C, les directions d'aimantation n'évoluent pratiquement plus. La décroissance de l'intensité fait alors converger les courbes vers l'origine. Il est à noter que trois de ces sites AO, AP et AQ correspondent à des échantillonnages de plis d'échelle métrique. Il est donc possible que l'apparition des aimantations complexes soit liée aux processus tectoniques. Je reviendrai plus loin sur l'origine de ces aimantations mais il est intéressant de noter d'ores et déjà que dans au moins deux de ces plis, les directions hautes températures sont significativement différentes de part et d'autre des plis (fig. 13). Etant donné que les axes de plis sont inclinés de façon non négigeable, il est

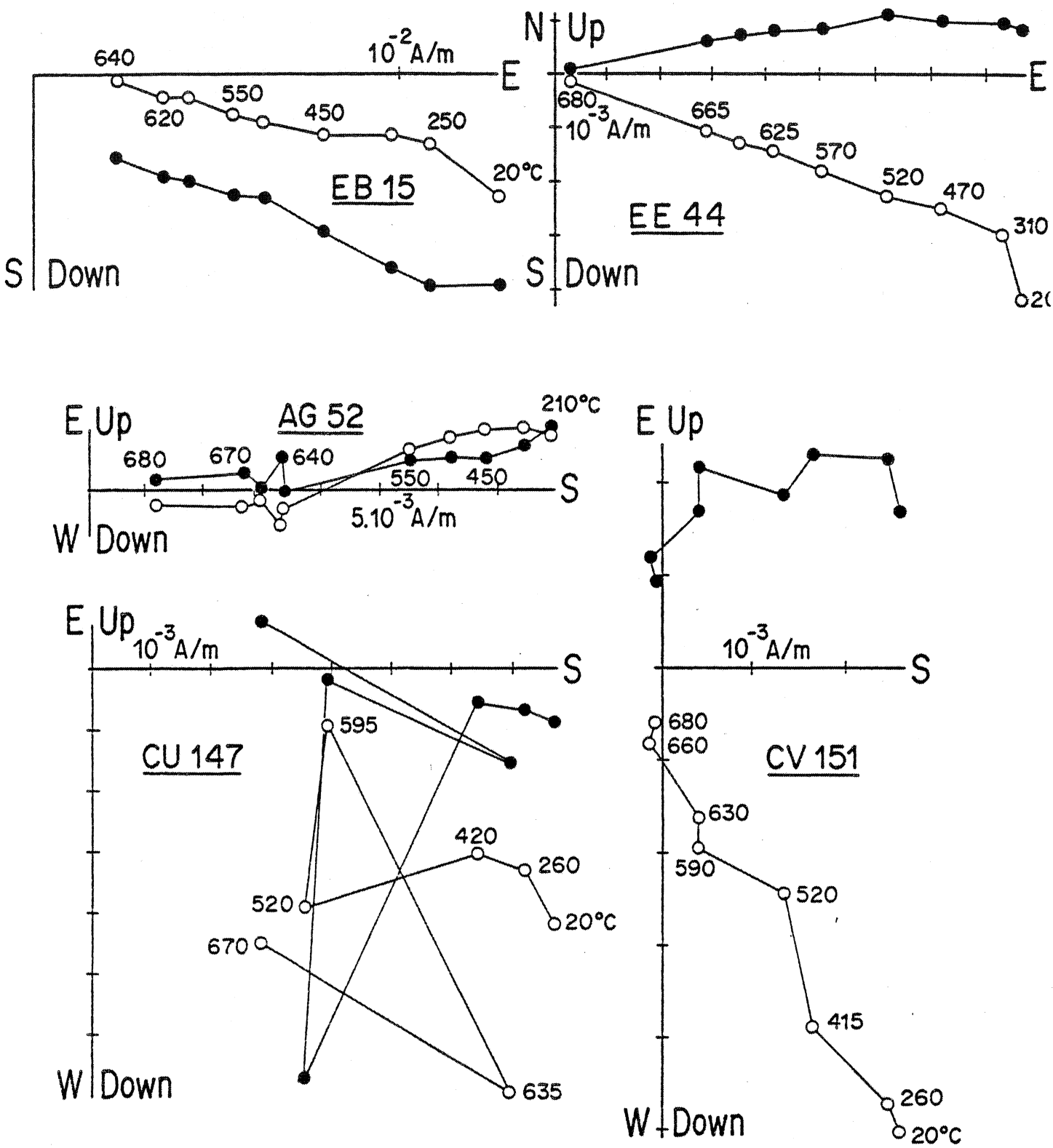


Fig. 12: Courbes de désaimantations typiques d'échantillons de la formation San Pedro: memes conventions que la figure 9.

nécessaire d'utiliser des procédures de déplissement plus élaborées que la simple correction de pendage, afin de tester l'évolution de la dispersion des données au cours des corrections structurales. On verra dans la partie "discussion" que ces composantes hautes températures semblent avoir une origine anté-plissement.

.Les autres sites (AH, AR, EA, EB, CL, CP et CQ) ont un comportement intermédiaire (éch. EB15, fig. 12). Alors que la première composante est toujours présente et facilement déterminée entre 300 et 650°C, la composante hautes températures n'est pas isolée de façon satisfaisante. On obtient ainsi une évolution linéaire des aimantations mais qui ne converge pas vers l'origine. On peut cependant avancer que l'aimantation est d'origine composite. La composante de températures intermédiaires est très consistente à l'intérieur de chaque site, mais significativement différente d'un site à l'autre. D'autre part, l'analyse par la méthode des grands cercles de ces désaimantations ne conduit qu'à des convergences vers cette composante. La difficulté à estimer les composantes hautes températures est de plus aggravée par des problèmes de stabilité que présentent certains échantillons lors des traitements thermiques (éch. CU147, fig. 12), quelques fois dès 500°C, plus généralement à partir de 600 ou 650°C. Il ne semble donc pas possible d'estimer d'autres aimantations caractéristiques dans ces sites, contrairement au cas des sites à aimantations bivectorielles.

.Discussion: Comme c'était déjà le cas pour la formation de Lancara, il apparait que les directions caractéristiques sont largement dispersées, aussi bien avant qu'après correction de pendage. Parmi les causes de cette dispersion, sans aucun doute, figurent les effets tectoniques, et en particulier ceux liés à la fermeture tectonique de l'arc. La comparaison des directions d'aimantation à l'échelle de l'arc en est rendue plus difficile. Aussi, dans un premier temps, vais-je considérer ces résultats au niveau des 4 régions d'échantillonnage: Aviles, Belmonte, Puerto de Somiedo et Barrios de Luna.

- Région d'Aviles (sites CU et CV + site 10 de Ries et al.): les composantes de températures intermédiaires sont très voisines avant correction de pendage (Dm = 175°, Im = +40°, k = 72). La correction structurale tend à disperser les données (Dm = 145°, Im = -30°, k = 12), on peut remarquer que les inclinaisons elles-memes ont tendance à diverger (de +36 à +42 avant, de -14 à -43 après correction), ce qui ne dépend pas du modèle de déplissement utilisé. Cette aimantation a donc sans doute une origine post ou syn-tectonique. Il s'agit d'une réaimantation. Un déplissement partiel peut conduire à la direction de champ Permo-Carbonifère (155/+10), alors que la direction In Situ (175/+40) est difficilement conciliable avec les directions de champ connues pour l'Espagne depuis la fin de l'orogenèse hercynienne. Ici encore, je suis donc enclin à attribuer une origine syn-plissement à cette composante. On peut noter que la déclinaison ne semble pas être affectée par des rotations d'axe vertical, associées à la fermeture tectonique de l'arc. Le site CV révèle en outre une composante hautes températures. Sa direction In Situ (84/+16) n'est pas non plus directement corrélable avec des directions de champ connues. Il est possible qu'il s'agisse ici d'une composante d'aimantation pré-tectonique. Sa direction après correction de pendage (41/-55) en ferait une aimantation de polarité normale. La valeur absolue de l'inclinaison est comparable aux résultats de Cabrillanes, où un test de pli positif a été obtenu.

Tableau 2: Résultats de l'analyse paléomagnétique. Formation San Pedro.

Site	Coordonnées	Stratification	Ns	Interval	Direction IS	k	A95	Direction CP
AG	43.4N/6.2W	005/53	7	350-640°C	178/-10	135	5	189/-12
AG	43.4N/6.2W	005/53	7	640-680°C	180/+02	47	9	181/-03
AH	43.3N/6.2W	237/58	9	350-650°C	150/-27	122	5	150/+31
AO	42.8N/5.8W	variable	9	300-600°C	132/+54	16	13	085/+28(k=14)
AO	42.8N/5.8W	variable	12	500-670°C	133/+63	23	10	061/+34(k=19)
AP	42.9N/5.8W	variable	7	300-600°C	109/+07	36	10	094/-19(k=40)
AP	42.9N/5.8W	variable	12	500-670°C	088/+13	23	9	084/-08(k=30)
AQ	43.3N/6.2W	variable	9	300-640°C	143/+18	9	19	146/+52(k= 6)
AQ	43.3N/6.2W	variable	8	640-680°C	152/+09	10	19	153/+46(k=38)
AR	43.3N/6.3W	009/57	8	300-670°C	157/+30	68	7	147/-07
EA	42.8N/5.9W	288/69	6	250-660°C	140/+63	49	10	045/+33
EB	42.9N/5.8W	099/96	7	250-660°C	107/+04	43	10	102/-08
EC	42.9N/5.8W	098/96	11	300-650°C	087/+12	48	7	111/+09
ED	42.9N/5.9W	085/87	12	300-680°C	088/+28	168	3.5	113/-01
EE	42.9N/5.9W	061/102	8	300-670°C	088/+21	68	7	079/-29
EF	42.9N/6.0W	101/112	8	300-670°C	125/-04	91	6	088/-20
EO	43.0N/6.2W	089/62	7	300-670°C	106/+30	92	6.5	123/+01
CI	42.9N/5.5W	062/102	6	450-670°C	148/000	56	9	351/-77
CL	42.9N/5.7W	099/134	8	300-680°C	137/-10	42	9	064/-18
CM	42.9N/5.7W	306/25	6	450-680°C	128/-09	41	10.5	132/-07
CP	43.3N/6.1W	variable	7	300-680°C	142/-35	31	11	154/+46(k= 5)
CQ	43.3N/6.1W	171/22	6	400-680°C	112/+21	92	7	119/+39
CU	43.6N/6.0W	343/138	8	020/680°C	185/+36	58	7.5	123/-14
CV	43.6N/6.0W	030/102	6	200-630°C	162/+41	26	13.5	164/-43
CV	43.6N/6.0W	030/102	5	630-680°C	084/+16	26	15	041/-55
10	43.6N/6.0W	004/129	7	-	177/+42	13	18	152/-29
16	43.3N/6.2W	236/60	6	-	162/-36	89	7	160/+23
18	43.4N/6.3W	022/58	4	-	153/-02	38	15	173/-41
29	43.0N/6.3W	054/47	6	-	100/+48	20	15	116/+09

- Région de Belmonte (sites AG, AH, AQ, AR, CP, CQ + sites 16 et 18 de Ries et al.): dans les sites AQ et CP, l'attitude des couches est variable, et il est donc possible de tester l'effet des corrections structurales sur la dispersion des données à l'intérieur du site. Le site AQ présente deux composantes, également dispersées In Situ. La composante hautes températures se regroupe fortement quand on applique la correction de pendage (k passe de 10 à 38, tableau 2), alors que l'autre conserve sa dispersion initiale. La prise en compte de l'inclinaison de l'axe de pli (15°, tableau 3) ne modifie pas ces observations. Le cas du site CP est plus délicat. Il se situe à proximité d'un chevauchement, et présente une stratification inverse, suggérant de larges effets de rotations au cours d'une deuxième phase de plissement. J'ai utilisé ici un modèle de déplissement en deux étapes: tout d'abord, restauration de l'axe de pli, conformément aux structures principales issues de la première phase de plissement, tangentielle par rapport à l'arc (ici: tendance axiale N225). Ensuite, déplissement du pli résultant. Alors que la correction de pendage avait tendance à disperser les données (k passe de 31 à 5, tableau 2), ce modèle conduit plutôt à une diminution de la dispersion (k = 44, tableau 3). Il est à noter également que les directions obtenues ainsi pour ces deux sites sont très voisines et en particulier présentent des inclinaisons similaires, et comparables à celles obtenues à Cabrillanes. Il parait donc raisonnable d'attribuer une origine pré-tectonique aux aimantations caractéristiques des sites AQ (hautes températures) et CP. Les sites AH, CQ et 16 ont des directions d'aimantations similaires après déplissement, au moins en ce qui concerne les inclinaisons (tableaux 2 et 3). Les autres sites (AG, AR et 18) sont tous situés sur le flanc le plus externe des plis, proches des localités de prélèvement de la formation du Lancara, réaimantée au cours du plissement (cf ci-dessus). Leurs directions caractéristiques ne sont pas compatibles avec les résultats des sites AQ et CP. Par contre, elles sont sans correction structurale au voisinage de la direction de champ Permo-Carbonifère, suggérant une origine post-tectonique. C'est le cas également de la composante de températures intermédiaires du site AQ. La répartition des sites étudiés en sites à aimantation pré et post-plissement peut encore une fois correspondre à une acquisition diachronique au cours du plissement. La condition à satisfaire pour cela est que toutes ces aimantations puissent dériver d'une direction de champ unique. Alors que cela était possible pour la formation de Lancara, c'est plus difficile à établir ici. En particulier, le test de pli positif du site AQ donne une direction de champ d'inclinaison +46, assez éloignée de l'inclinaison de +10 du champ Permo-Carbonifère, ainsi que des inclinaisons voisines de zéro des sites AG et 18. L'hypothèse alternative est de proposer deux périodes d'acquisition d'aimantation, l'une pré, l'autre post-tectonique, et une répartition des sites entre ces deux périodes, corrélée à une situation géographique. Enfin, un effet de déformation interne reste possible, bien que non visible à l'observation microscopique. En l'absence de quantification précise, il n'est pas possible de développer davantage cette éventualité.

- Région de Puerto de Somiedo (Site EO + 29 de Ries et al.): ces deux sites présentent des directions d'aimantation très voisines, qui ont tendance à converger lors de la correction de pendage vers une direction moyenne 120/+5. La déclinaison montre que l'aimantation a été affectée par la phase de serrage de l'arc. Il est cependant possible qu'il s'agisse d'une aimantation syn-plissement, surtout compte tenu de la faible inclinaison.

Tableau 3. Résultats du déplissement. Formation de San Pedro

Site	Axe du pli	Direction corrigée	k	α_{95}
Région de Belmonte				
AG_1	034/30	176/-12	135	5
AG_2	034/30	168/- 3	47	9
AH	034/30	165/ 31	122	5
AQ_2	036/15	158/ 46	32	10
CP	128/20	170/ 37	44	9
Barrios de Luna				
AO_1	73/50	94/ 28	18	12
AO_2	73/50	78/ 34	31	8
AP_1	89/20	85/-20	15	-
AP_2	89/20	74/- 8	71	5
CL	76/20	15/-18	42	9
CM	76/20	134/- 7	41	10.5

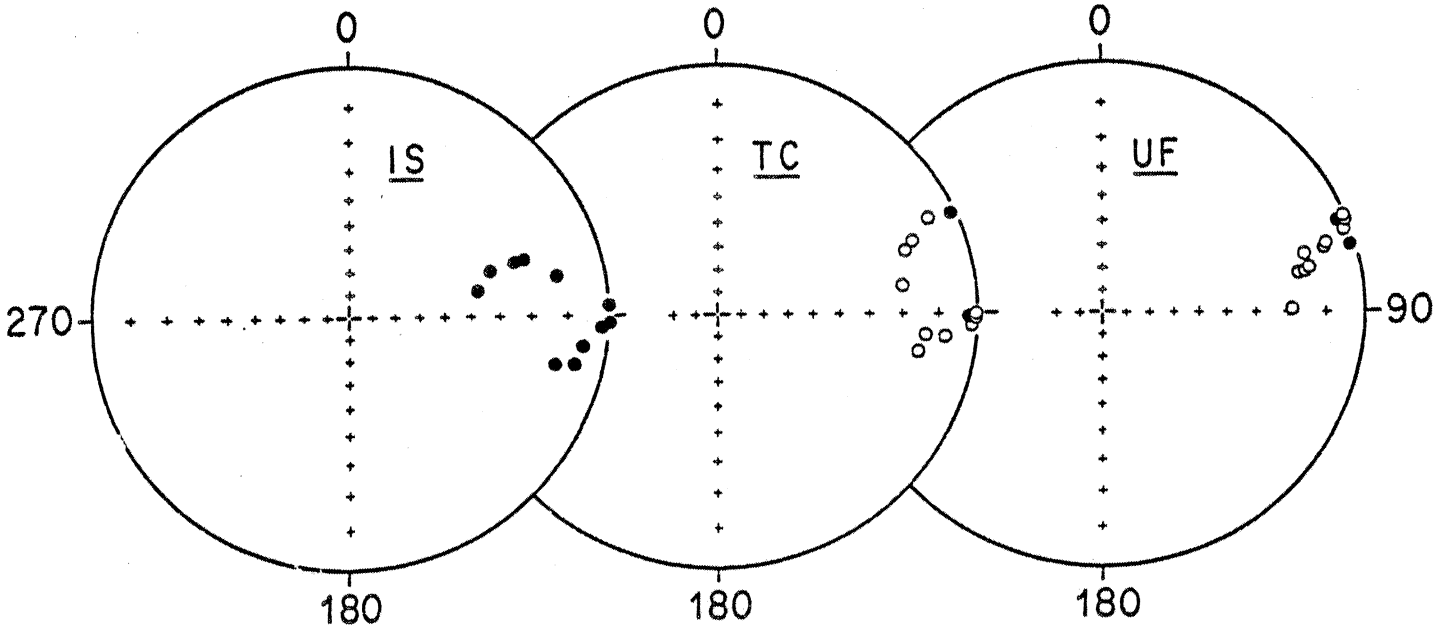


Fig. 13: Résultats du site AP (fm San Pedro), sans correction structurale (IS), après correction de pendage (TC) et après prise en compte du plongement de l'axe du pli (UF). Projections stéréographiques.

- Région de Barrios de Luna (Sites AO, AP, EA, EB, EC, ED, EE, EF, CI, CL, CM): les composantes hautes températures des sites AO et AP ont tendance à se regrouper lors du déplissement (tableaux 2 et 3). C'est particulièrement net pour le site AP (figure 13), où k passe de 23 à 71. Ce résultat n'est obtenu que si on tient compte de l'inclinaison de l'axe de pli. La seule correction de pendage conduit à un test de plissement non concluant (k = 30). Par contre, les sites CL et CM, situés de part et d'autres d'un pli, présente un test de plissement négatif, que l'on tienne compte ou pas de l'inclinaison de l'axe du pli. L'hypothèse d'une aimantation syn-plissement est donc encore adequate. D'ailleurs, la plupart des résultats obtenus dans cette région, à l'exception des sites AO et EA, sont compatibles avec la direction de champ Permo-Carbonifère, si l'on permet un écart en déclinaison pour prendre en compte d'éventuelles rotations tardives lors du serrage de l'arc. Comme c'était le cas pour la formation du Lancara dans cette même région, on peut estimer à environ 50° la partie tectonique de l'arcure, compte tenu des ces aimantations syn-tectoniques. Les sites EA et AO (composante hautes températures) ne peuvent quand à eux dériver de la direction de champ Carbonifère, ni de directions de champ plus jeunes, compte tenu de leur direction paléomagnétique In Situ, fortement incliné vers le bas, dans l'hémisphère Sud. Par contre, leur inclinaison après correction de pendage est identique à celle observée à Cabrillanes, et similaires aux autres résultats considérés comme probablement prétectoniques. Les déclinaisons ne peuvent être déterminées précisement, compte tenu des forts plongements des axes de plis localement (tableau 3). Cependant, elles présentent une tendance Est indiscutable.

Pour clore cette discussion, on peut résumer de la façon suivante les résultats obtenus sur la formation de San Pedro:

. Une majorité des sites étudiés présentent des aimantations secondaires dont la période d'acquisition la plus probable est pendant le plissement. Dans une phase tardive de déformation, liée au serrage de l'arc Ibéro-Armoricain, ces aimantations enregistrent des rotations d'axe vertical, provoquant des déviations des déclinaisons (vers l'Est, dans la branche sud de l'arc). Bien qu'elle soit difficile à estimer précisement, l'ampleur de ces rotations est tout à fait compatible avec le schéma antérieur de reconstitution de la forme originale de l'arc Ibéro-Armoricain.

. Dans un certain nombre de sites (8), une aimantation d'origine pre-tectonique peut avoir survécu aux phénomènes de réaimantation. Elle correspond à des tests de plis positifs, et parfois à des composantes hautes températures. Elle n'est généralement pas compatible avec la direction de champ Permo-Carbonifère, à l'origine des aimantations secondaires syn-plissement. Dans la région d' Aviles, elle serait de polarité normale, alors qu'elle serait de polarité inverse dans les autres sites. Son inclinaison moyenne est de +35°, c'est à dire tout à fait conforme avec le résultat antérieur de Cabrillanes. Les déclinaisons ne sont pas toujours précisement estimées, étant donné la complexité structurale. Il est cependant clair qu'elle tourne autour de l'arc, soulignant sa nature partiellement tectonique. Ces données ne permettent pas d'obtenir une image plus précise de la forme originelle de l'arc.

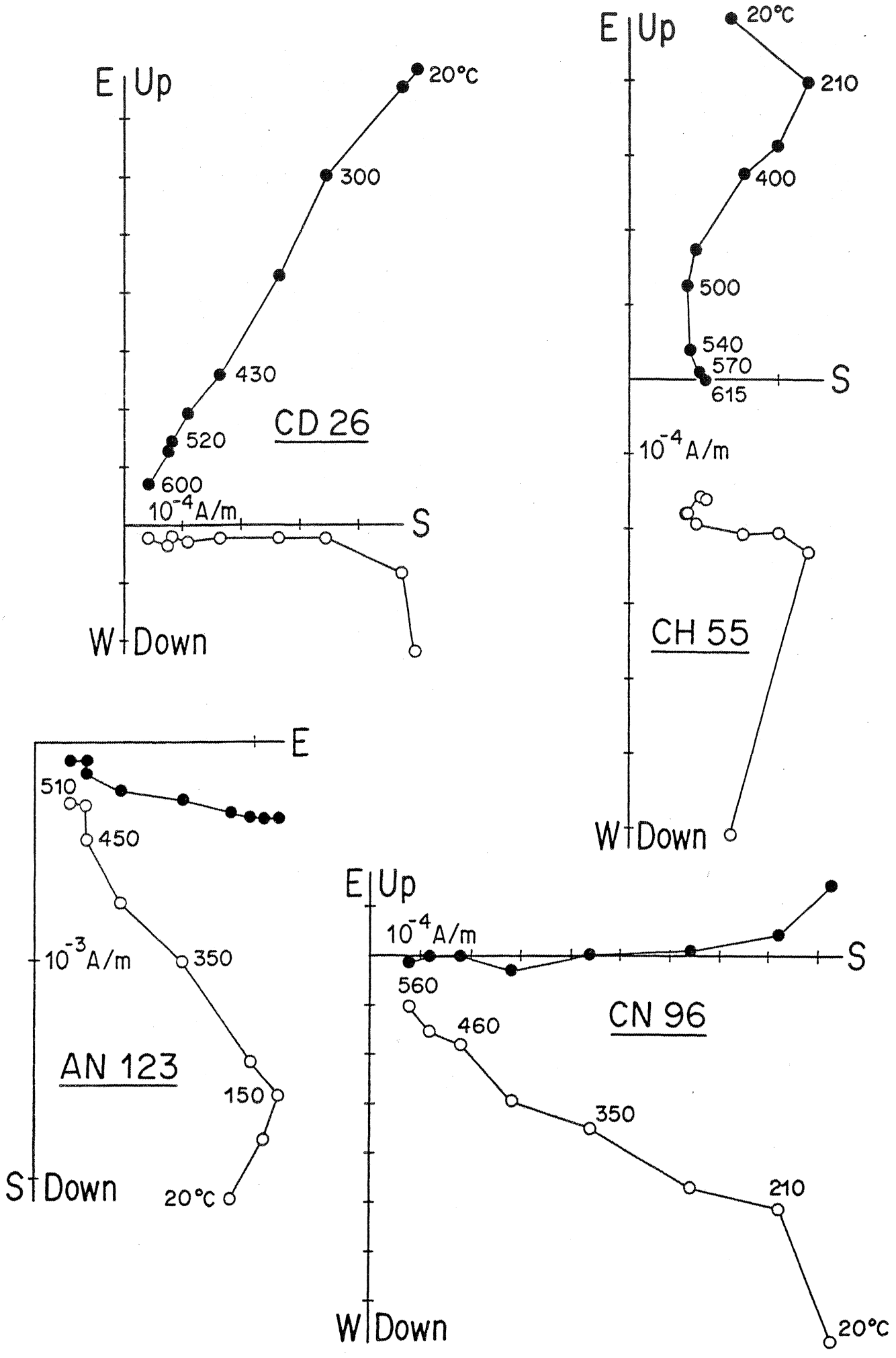


Fig. 14: Courbes de désaimantation typiques d'échantillons de la formation Alba; memes conventions que la figure 9.

IV.3 - **Formation Alba**

7 nouveaux sites ont été étudiés, principalement dans la branche Sud de l'arc, en complément des études de Cabo de Penas et San Emiliano (Appendices 14 et 4). Les intensités d'aimantation sont plus faibles que pour les formations précédentes, à la limite du seuil de fiabilité de l'appareillage (de 1E-4 à 5E-3 A/m). Cependant, les désaimantations thermiques jusqu'à 600°C ont permis de déterminer des aimantations caractéristiques (tableau 4), généralement assez bien groupées dans chaque site.

Les sites AN et CN présentent deux composantes d'aimantations caractéristiques (fig. 14, éch. AN123 et CN96). Les composantes hautes températures présentent des inclinaisons par rapport à la stratification similaires à celles observées à San Emiliano, d'origine pré-tectonique. L'inclinaison des axes de plis n'a pu être déterminée pour le site AN. Sa déclinaison après correction de pendage est donc susceptible d'erreur importante et ne peut être considérée comme représentative. Par contre, pour le site CN, un axe de pli a été estimé, et le déplissement tenant compte de son inclinaison conduit a une direction déplissée de 166/+2. Ce résultat est très proche de ceux obtenus à Cabo de Penas, situé comme le site CN dans la partie Nord de l'arc. Deux échantillons du site CJ présentent également des composantes hautes temperatures d'inclinaisons voisines; d'autre part, Ries et al. ont obtenu une inclinaison similaire (site 27). Si cet ensemble de résultats a réellement une origine pré-tectonique, il indique une inclinaison moyenne de +4°. Les composantes de températures de déblocage inférieures à 500°C sont éloignées des composantes hautes températures. Leurs inclinaisons sont variables avant et après correction de pendage. Une origine syntectonique est ici encore envisageable. Les directions peuvent en effet dériver de la direction de champ Permo Carbonifère, si on tient compte pour le site AN (branche Sud) de l'effet de serrage de l'arc.

Les autres sites présentent des aimantations où une seule composante caractéristique a pu être déterminée, soit parce que la composante haute température n'est pas isolée (éch. CD26, fig. 14), soit parce que des aimantations parasites sont superposées (éch. CH55, fig. 14). Pour le site CO, son origine est clairement syn-plissement, si on la compare au résultat de CN (composante intermédiaire), les deux sites se trouvant de part et d'autre d'un pli: on observe en effet que les directions se croisent au cours du déplissement, au voisinage de la direction de champ Permo-Carbonifère (155/+10). Il en est probablement de même pour les autres sites, bien qu'ils présentent des déclinaisons Est, héritées de la phase tardive de serrage de l'arc.

IV.4 - **Conclusions**

Les aimantations mesurées dans les trois formations étudiées ont de nombreux points communs. Leur nature multivectorielle se traduit par le même type de trajectoire de désaimantation, avec en règle générale des comportements linéaires mais pas de convergence vers l'origine. Dans quelques cas cependant, des composantes hautes températures sont isolées. La dispersion intra-site est en général faible. Les aimantations sont donc très bien déterminées au niveau de chaque site. Par contre la dispersion intersite est considérable, et traduit à mon avis l'effet d'une histoire structurale complexe. Il est donc certain que l'acquisition est au moins pour partie, antérieure aux dernières phases de déformation. J'ai présenté pour chaque formation mes arguments pour l'origine synplissement de la plupart de ces

Tableau 4: Résultats de l'analyse paléomagnétique. Formation Alba.

Site	Coordonnées	Stratification	Ns	Interval	Direction IS	k	A95	Direction CP
AN	42.8N/5.7W	283/91	8	200-500°C	106/+53	52	6	050/+01
AN	42.8N/5.7W	283/91	6	400-600°C	124/+67	120	6	035/+07
CD	42.9N/5.2W	137/86	6	200-600°C	122/+06	52	9	142/+15
CH	42.9N/5.5W	092/116	5	200-600°C	126/-13	44	12	063/-23
CK	42.8N/5.6W	265/69	5	300-550°C	062/-10	27	15	087/-25
CJ	42.9N/5.5W	082/100	3	300-500°C	061/-26	42	19	058/+23
CJ	42.9N/5.5W	082/100	2	500-540°C	039/+74	-	-	160/+01
CN	43.3N/6.1W	048/056	5	200-450°C	166/+24	70	9	167/-26
CN	43.3N/6.1W	048/056	5	450-550°C	167/+54	37	13	155/+02
CO	43.3N/6.1W	178/95	5	200-550°C	139/-07	308	4.5	173/+39
27	42.9N/5.8W	083/77	6	-	075/+06	35	11	087/+09

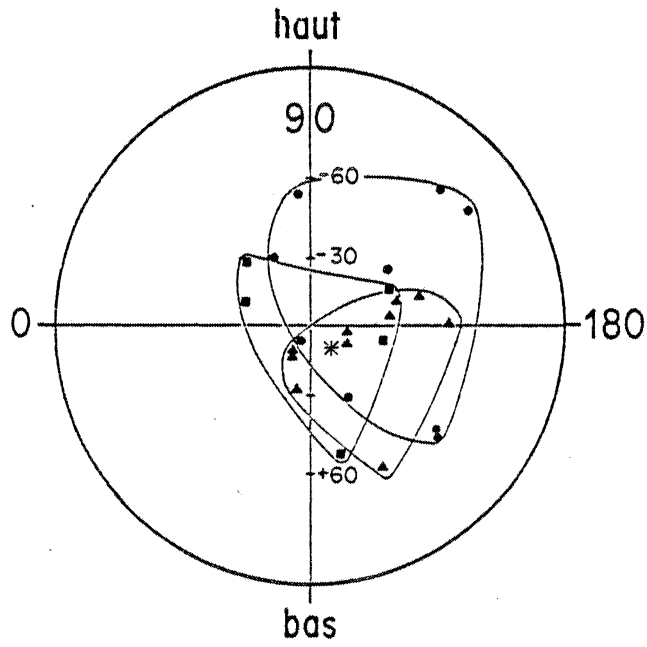


Fig. 15: Dispersion des aimantations interprétées comme syntectoniques pour les trois formations étudiées (chaque enveloppe correspond à une formation). Les symboles ont la meme signification que pour la figure 8. La projection stéréographique a été faite dans le plan vertical pour la clarté de cette figure. L'étoile représente le champ local Carbonifère Supérieur (compte tenu du serrage de l'arc).

résultats. Si cette interpretation est exacte, les directions d'aimantation ne doivent pas dépendre de l'âge de la roche. Les trois formations doivent donc présenter des résultats comparables. L'échantillonnage des trois formations est suffisant pour que cette idée puisse être testée dans la région de Barrios de Luna. La figure 15 représente la répartition des directions d'aimantation considérées comme acquises au cours du plissement dans cette région (branche Sud de l'arc). Il s'agit des données In Situ, c'est-à-dire sans la moindre correction structurale. On constate que les champs occupés par les trois lots de données sont largement superposés, que la dispersion dans chaque groupe est similaire, et que la direction de champ Permo-Carbonifère pour la région (compte tenu de la fermeture de l'arc) est au centre de cette répartition. Ces observations sont bien évidemment en faveur de l'hypothèse avancée, à savoir l'origine syn-plissement de ces aimantations. La même situation se produit dans la région de Belmonte, pour les deux formations (Lancara et San Pedro) qui y sont suffisemment échantillonnées.

La formation de San Pedro et celle de l'Alba présentent quelques directions d'aimantation (souvent en tant que composantes hautes températures) qui s'intègrent mal dans le schéma précédent, et qui ont été interprétées comme des directions pré-tectoniques. Leurs déclinaisons sont difficilement utilisables, étant donné la complexité structurale de la région. Les inclinaisons, par contre, sont assez bien déterminées, +35° pour San Pedro, +4° pour Alba. Elles sont significativement différentes, et correspondent donc sans doute à des périodes d'acquisition différentes. Il est donc naturel de proposer pour ces aimantations une nature diagénétique, d'âge proche de celui du dépôt. Cette interprétation permet une utilisation paléogéographique de ces résultats. Ils semblent confirmer les résultats publiés antérieurement sur ces mêmes formations (appendices 4 et 15).

Enfin, il est nécessaire de souligner que l'un des objectifs initiaux de cette étude n'a pu être atteint, à savoir de mieux contraindre la forme initiale de l'arc à l'aide des déclinaisons paléomagnétiques. En effet, s'il est possible de mettre en évidence une orientation préférentielle des déclinaisons, suivant grossièrement la forme de l'arc, il n'a pas été possible de corréler précisement déclinaisons et directions structurales, étant donné les erreurs introduites par les méthodes de déplissement.

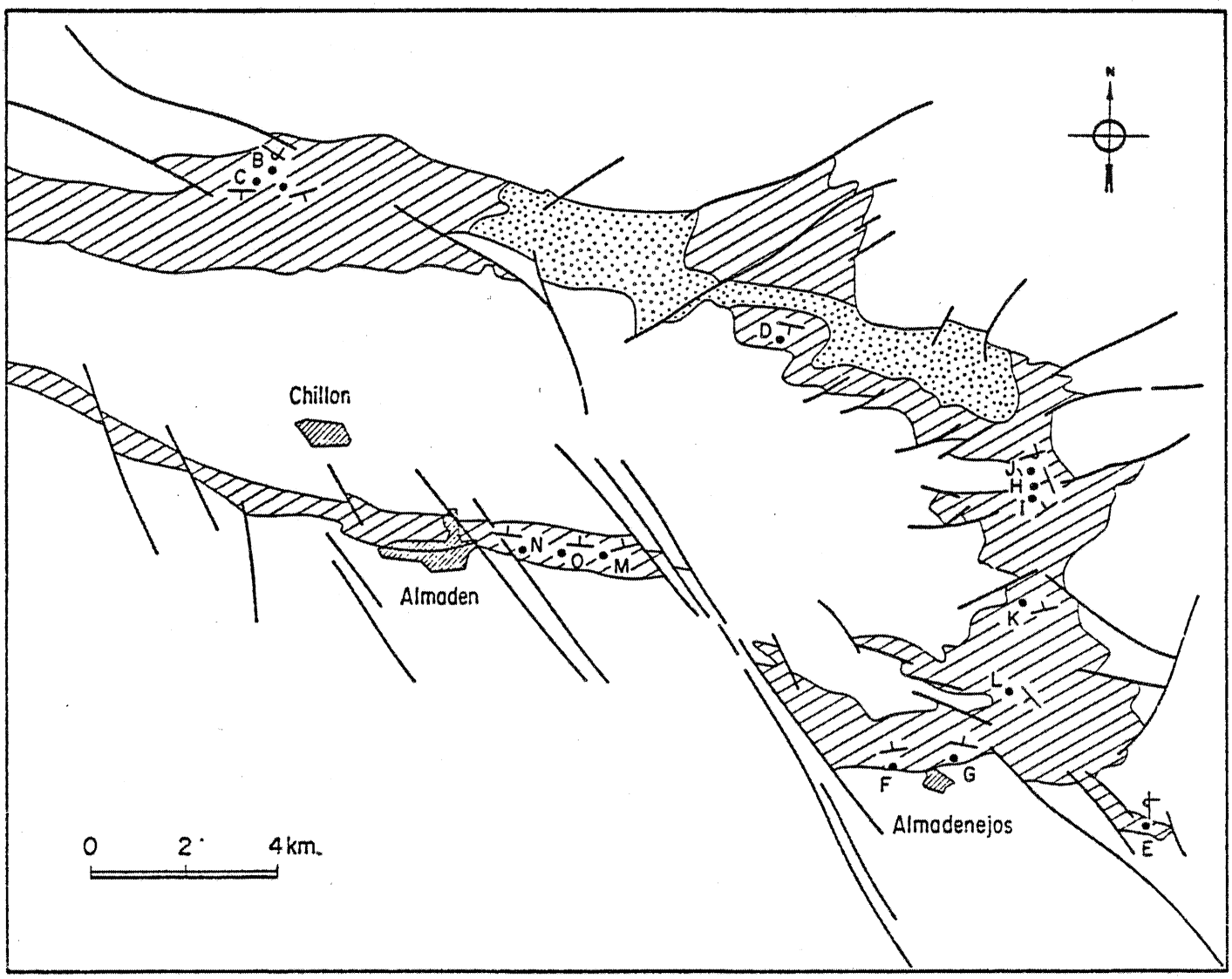


Fig. 16: Situation des sites de prélèvement dans le synclinal d'Almaden.

CHAPITRE V : Etude paléomagnétique des volcanites siluriennes du synclinal d'Almaden

V.1 - Introduction

Dans un premier temps, les objets que nous avons choisi pour mener des études paléomagnétiques était principalement d'âge Ordovicien, étant donné la situation paléogéographique favorable aux tests paléomagnétiques pendant cette période. Nous avons ensuite étudié la période Dévono-Carbonifère, pendant laquelle des phénomènes d'accrétion continentale et de déformation orogénique prennent place. Il nous manque donc pour établir la liaison des données d'âge Silurien (et également Dévonien, étant donné la difficulté d'obtenir des aimantations primaires de cet âge). Les formations exploitables de cet âge sont peu nombreuses. En Bretagne Centrale, le Silurien est représenté par des schistes noirs. Plus au Sud, on trouve bien des formations volcaniques (Vendée, St Georges-sur-Loire), mais elles sont toujours déformées (avec développement d'une schistosité pénétrative) et métamorphisées. En Espagne, des formations rouges (San Pedro) ont été exploitées dans l'arc Asturien (cf. chapitre IV), et on a pu voir la difficulté d'y déterminer avec précision les directions d'aimantation initiales. Pour ces raisons une étude approfondie du volcanisme Silurien de la région d'Almaden a été entreprise. L'objectif principal en est la détermination de la paléolatitude de l'Espagne au Silurien.

V.2 - Contexte géologique

Le synclinal d'Almaden se situe dans la partie méridionale de la zone Centre-Ibérique. Cette région est caractérisée par une série de larges synclinaux, dont le coeur est formé par du matériel paléozoique, et qui sont séparés par du Précambrien. La géologie du synclinal d'Almaden a été particulièrement bien étudiée, étant donné la présence de veines minérales encore exploitées de nos jours. Le Silurien y a une puissance d'environ 700 mètres, dont la moitié est constituée de roches volcaniques. Ces intercalations volcaniques sont surtout développées dans le Silurien moyen. La datation est d'ordre biostratigraphique, grace aux graptolithes trouvés dans les alternances volcano-sédimentaires (Saupé, 1971) et qui sont attribués au Valentien et au Wenlock. D'un point de vue pétrographique, il s'agit surtout de coulées basaltiques spilitisées qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance, en alternance avec des sédiments schisteux et schisto-gréseux. On trouve également de nombreuses couches de tufs pyroclastiques (l'activité volcanique était effusive et sous-marine). L'étude des isotopes du carbone et de l'oxygène indique une source magmatique primaire (Eichmann et al., 1977). Enfin, le métamorphisme régional n'excède pas le stade de l'anchizone, d'après la cristallinité de l'illite et le pouvoir réflecteur de la matière organique (Saupé et al., 1977).

Le synclinal d'Almaden est une structure hercynienne d'orientation WNW-ESE, dont la partie centrale est plus ou moins cylindrique. La terminaison périclinale orientale, où l'échantillonnage a été effectué, est une forme plus compliquée, constituée de plis coniques (Vergès, 1983). Ce dernier auteur détermine un axe moyen incliné de 60° au 304 pour cette zone. L'age du plissement a été attribué à la phase sudète (325 Ma), grâce à la datation à

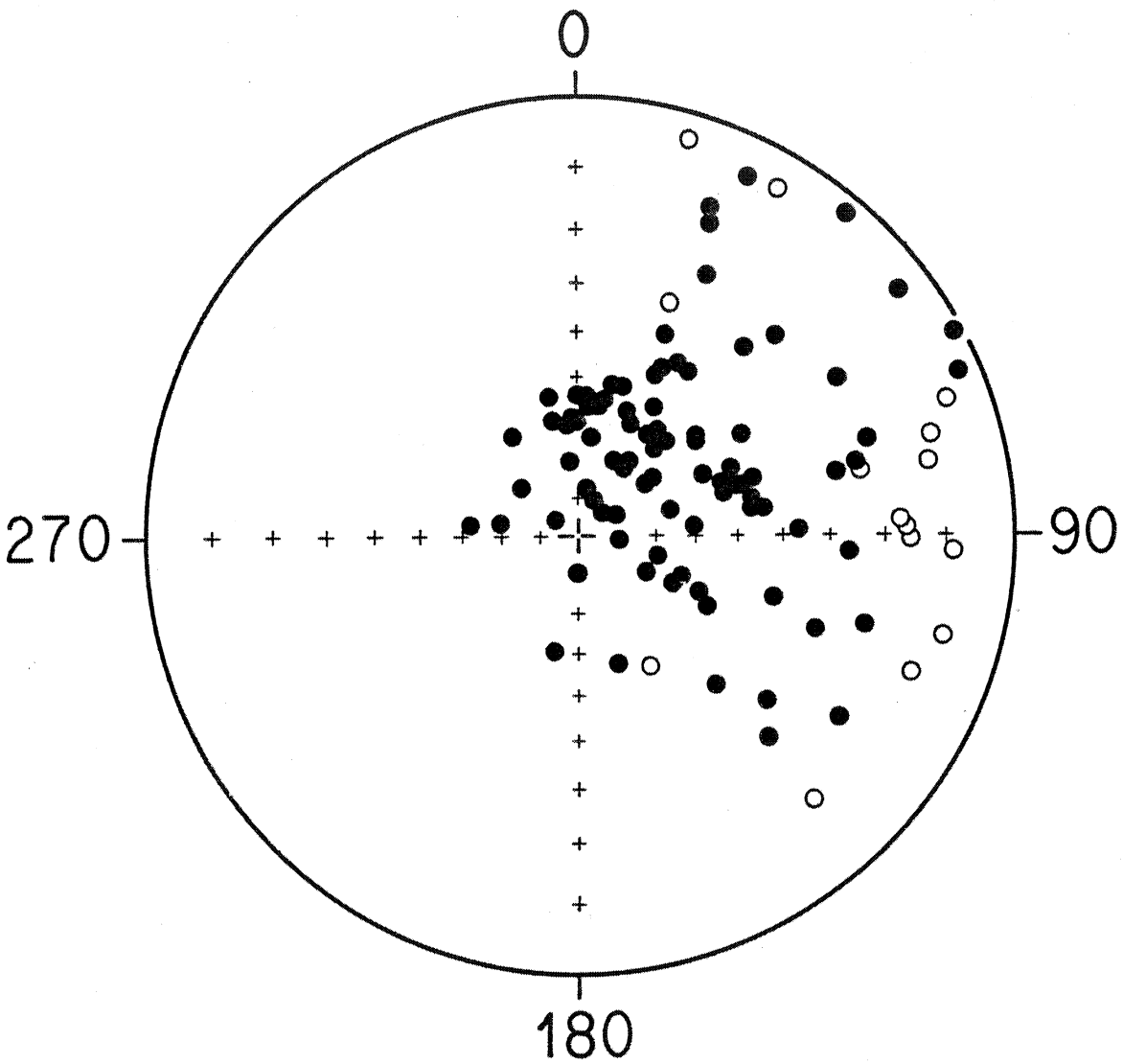


Fig. 17: Directions de l'ARN des volcanites siluriennes d'Almaden.

302 Ma de l'intrusion grano dioritique de Fontanosas (Leutwein et al., 1970), située à 20 km à l'Est d'Almaden.

Une première étude paléomagnétique y a été réalisée en 1967 par R. Van der Voo, basée sur une dizaine d'échantillons seulement (2 sites). L'aimantation rémanente s'est avérée de nature multivectorielle, et très fortement influencée par le champ magnétique actuel. Cependant, une aimantation ancienne semble y avoir survécu, puisque cet auteur obtient un test de plissement apparement positif. Ces considérations nous ont fortement incité à entreprendre une étude plus complète de ce volcanisme.

V.3 - **Analyse paléomagnétique**

105 échantillons, provenant de 15 sites, ont été prélevés sur le pourtour de la terminaison orientale du synclinal (Figure 16), à l'aide d'une foreuse portable. Pour leur orientation, un compas magnétique et une platine solaire ont été utilisés conjointement. Les carottes obtenues ont été sciées au laboratoire en échantillons paléomagnétiques standard. Des lames pétrographiques ont été également réalisées à partir d'un lot représentatif d'échantillons, pour examen microscopique. Cet examen (B. Auvray) confirme la nature spilitisée de ce cortège volcanique. Les échantillons examinés correspondent à des coulées, des tufs pyroclastiques et même des brèches autoclastiques. La spilitisation est contemporaine de la mise en place (autométamorphisme). A part une légère altération hydrothermale, aucune évidence de métamorphisme n'apparait. D'autre part, ces roches n'ont pas subi de déformation interne. Seul le site C pose un problème. Les grandes quantités de biotite dans cette lave lui confère un caractère alcalin. Il pourrait s'agir de lamprophyre, recoupant l'ensemble volcanique au Carbonifère (Eichmann et al., 1977).

Les premières mesures paléomagnétiques ont été réalisées à l'aide du magnétomètre Schonstedt du laboratoire de Rennes. Un grand nombre d'échantillons présentait des intensités d'aimantation à la limite du seuil de fiabilité de cet appareil. Les mesures suivantes ont alors été réalisées grâce au magnétomètre cryogénique de l'I.P.G.P., installé à Meudon. Un test de viscosité au laboratoire (8 jours) a été conduit dans un premier temps. Puis, des désaimantations progressives par champs alternatifs (matériel Schonstedt) et thermiques (matériel Schonstedt à Rennes, prototype de four à grande capacité à Meudon) ont été menées sur l'ensemble de l'échantillonnage. Les résultats en ont été interprétés à l'aide de la procédure interactive décrite au chapitre I. Ces résultats sont donnés dans le tableau 5. Il est à noter que l'acquisition d'aimantations parasites au cours des désaimantations par champs alternatifs, dès 30 - 40 mT, a considérablement gêné l'analyse. L'utilisation de la procédure de Dankers et Zijderveld (1981) a néanmoins permis de prolonger ces expériences jusqu'à 60 mT. D'autre part, quelques analyses thermomagnétiques ont été conduites à l'aide de la balance de Curie (Brucker) du laboratoire.

L'intensité de l'ARN est très variable, entre 5E-5 et 1 A/m. Deux modes émergent de cette distribution, l'un autour de 5E-4 A/m, correspondant à la plupart des tufs, mais aussi à quelques laves, l'autre autour de 1E-1 A/m, exclusivement dans les coulées. Ces deux types pétrographiques se distinguent également par le coefficient de viscosité de courte période, très faible dans les coulées, autour de 20% dans les tufs. Sur l'ensemble de l'échantillonnage, 52% des échantillons ont un coefficient de viscosité inférieur à 20%. Les

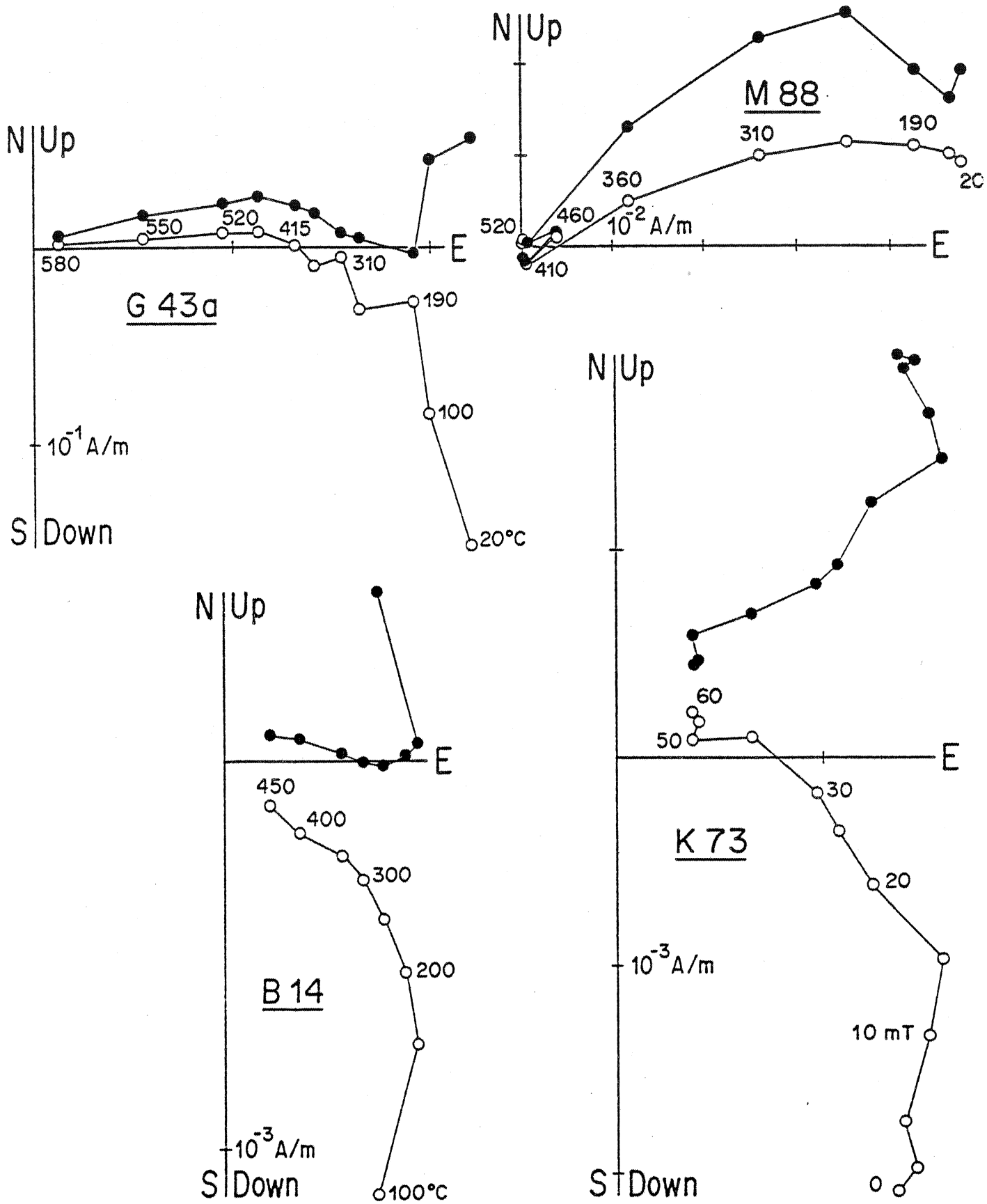


Fig. 18: Courbes de désaimantations typiques des volcanites siluriennes d'Almaden; memes conventions que la figure 9.

directions d'ARN (figure 17) sont fortement influencées par la direction de champ actuel. Cependant, il apparait que des aimantations anciennes existent aussi, avec des directions horizontales, vers l'Est ou le Nord-Est.

Au cours des désaimantations, les directions évoluent de manière complexe (fig. 18). Dans la majorité des échantillons, une première composante de direction voisine de celle du champ actuel est effacée par des champs alternatifs d'intensité inférieure à 20 mT et des températures de 250-300°C. Au-delà, deux composantes peuvent être isolées dans une partie des échantillons (éch. G43a, M88, fig. 18), tandis que dans les autres, seule l'une d'entre elles peut être estimée par une portion linéaire des courbes de désaimantation. Cependant, la présence de la deuxième composante est suggérée par l'existence de points finaux stable (éch. K73, fig. 18) ou simplement par la non convergence vers l'origine (éch. B14, fig. 18). La composante intermédiaire est isolée entre 250 et 450°C ou entre 20 et 50 mT, et se trouve dans la plupart des sites. Elle a une orientation ESE, et est faiblement incliné. La composante la plus résistante est déterminée pour des températures de 450 à 580°C, et des champs alternatifs de 50 - 60 mT. Elle est horizontale et orientée vers le Nord-Est avant correction de pendage. Elle n'est correctement déterminable que pour 5 sites, principalement dans les coulées. Une des raisons tient sans doute aux difficultés que j'ai rencontré pour mener ses désaimantations à leur terme. En effet, nombre d'échantillons ont acquis de fortes aimantations visqueuses dans les chauffes au-delà de 400-450°C (ech. A5, fig. 19), probablement à la suite d'une transformation chimique induite par les températures élevées. D'autre part, l'utilisation des champs alternatifs n'a pas été non plus sans problème (éch. G43b, fig. 19) puisque pour certains specimens, des aimantations parasites provoquent des oscillations très génantes au-delà de 30-40 mT. La procédure de Dankers et Zijderveld (1981), consistant à ne mesurer que la composante d'aimantation parallèle au champ de désaimantation, a permis de poursuivre les expériences jusqu'à 50 ou 60 mT, mais il n'a pas été possible de dépasser ces valeurs pour ces échantillons particuliers.

Les modifications chimiques irréversibles au cours de la chauffe sont confirmées par les analyses thermomagnétiques (fig. 20). Sous vide, cela se traduit par la non reversibilité de la courbe Js-T, mettant en évidence au refroidissement la création d'une grande quantité de magnétite. A l'air libre, un palier apparait aux alentours de 400°C, du à la combinaison d'une perte de poids par dégazage et à la création de magnétite, ainsi que cela apparait au refroidissement. D'autre part, l'allure générale de la courbe Js/T jusqu'à 400°C et au cours de la chauffe sous vide montre que le signal magnétique est dominé par une partie paramagnétique. La présence de carbonates dans les lames minces suggèrent que ces modifications pourraient être dues à une déstabilisation de la sidérite, conduisant à une libération de fer, susceptible de s'oxyder pour former de nouveaux minéraux ferromagnétiques très fins (de taille superparamagnétique).

V.4 - **Discussion**

L'étude paléomagnétique du volcanisme Silurien d'Almaden montre que malgré la présence quasi systématique d'une composante proche du champ actuel, parfois dominante, des aimantations plus anciennes ont survécu dans ces échantillons. Le comportement des tufs et des laves est assez différent, au point de vue intensité, viscosité, et nombre de composantes d'aimantation

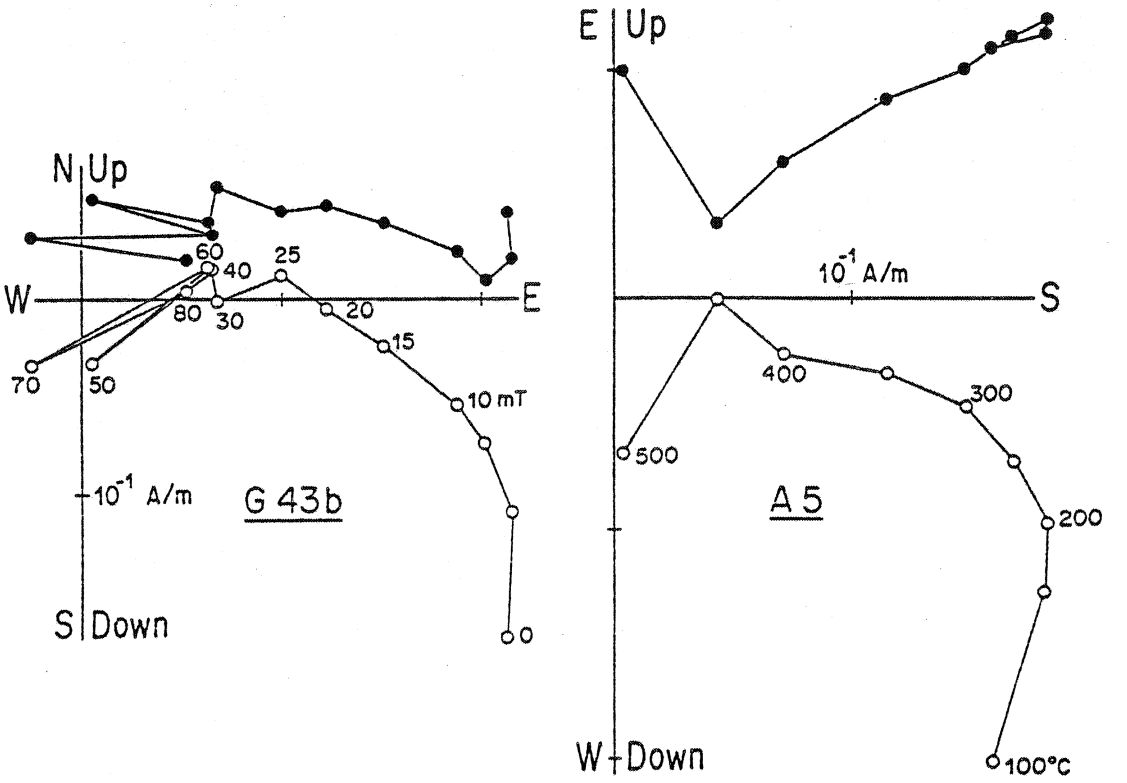


Fig. 19: Exemples des problèmes rencontrés lors de l'analyse paléomagnétique des volcanites d'Almaden. en fin de désaimantation par champs alternatifs (à gauche) ou thermique (à droite); meme conventions que la figure 9.

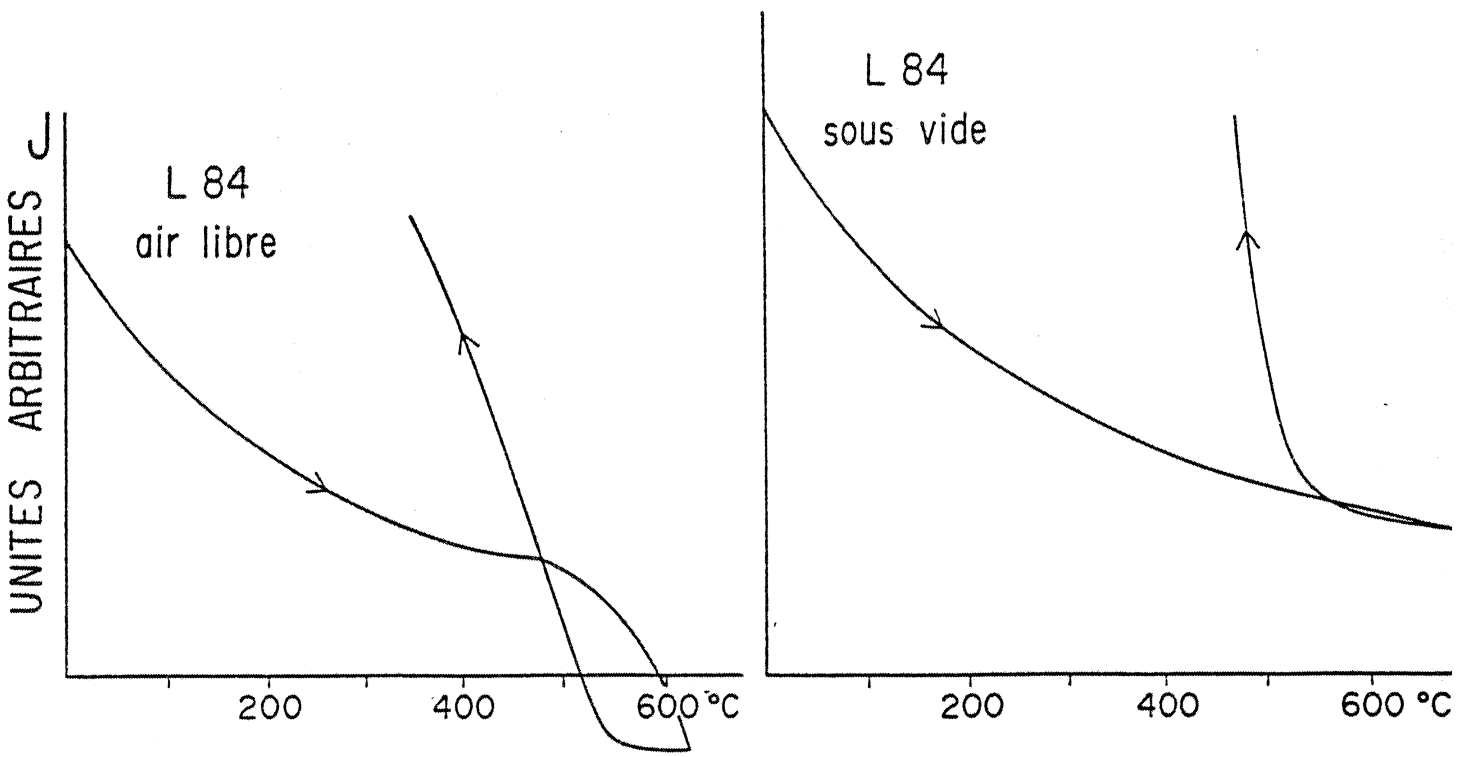


Fig. 20: Courbes thermomagnétiques obtenues pour un échantillon du volcanisme Silurien d'Almaden. à l'air libre à gauche (avec une perte de poids), ou en capsule sous vide. à droite (sans perte de poids).

mémorisées. A partir des résultats des désaimantations, trois composantes d'aimantation caractéristiques ont pu être déterminées:

(1) Une composante douce, de direction proche de celle du champ actuel, est présente dans 11 sites. Sa direction moyenne est D = 1°, I = +68°, α_{95} = 4.5. L'inclinaison est cependant plus élevée que celle du champ dipolaire actuel (58°).

(2) Une composante intermédiaire, orientée vers le Sud-Est et faiblement inclinée, est également présente dans la plupart des sites. Sa direction moyenne avant correction de pendage est D = 113°, I = +16°, α_{95} = 11° (N = 10). La correction de pendage conduit à une dispersion des données (k passe de 19 à 5, fig. 21). Cette composante a donc une origine post-tectonique. Son inclinaison est d'ailleurs compatible avec celle des directions Carbonifère Supérieur en Espagne (Van der Voo, 1969). Cependant, la déclinaison en diffère significativement (d'environ 40°). Cette composante a donc sans doute été acquise au cours des phénomènes orogéniques, et en tout cas, avant le serrage de l'arc Ibéro-Armoricain.

(3) Une troisième composante, orientée vers le Nord-Est, a pu être identifiée dans certains sites, surtout dans les laves. Elle est systématiquement la plus résistante, aussi bien aux champs alternatifs qu'à la température, quand elle est composée avec les autres aimantations. Sa direction moyenne In Situ est D = 39°, I = -7°, α_{95} = 13 (N = 5). Elle ne correspond à aucune direction de champ connue en Espagne du Permien à l'Actuel. Après correction de pendage, sa direction moyenne devient D = 68°, I = -46°. Le test de plissement n'est pas concluant dans ce cas car tous les sites où cette composante à été identifiée proviennent du meme flanc du synclinal, et ont donc des attitudes structurales voisines. Il est à noter que cette direction d'aimantation a certainement une polarité normale, puisque l'Espagne se situe dans l'hémisphère Sud au cours du Paléozoique.

Cette dernière composante est probablement ce qui reste de l'aimantation d'origine de ces roches volcaniques. Elle a été préférentiellement conservée par les coulées basaltiques. Etant donné les observations microscopiques, il est raisonnable de lui attribuer une nature primaire, c'est-à-dire thermorémanente. Je l'interprète donc comme une estimation du champ géomagnétique Silurien à Almaden. Cependant, sa direction n'est probablement pas correctement restituée par la correction de pendage, étant donné le plongement observé de l'axe de pli. L'utilisation d'une procédure plus élaborée tenant compte de ce plongement conduit à la direction moyenne suivante D = 45°, I = -46°, α_{95} = 13 que je considère comme la meilleure estimation, à partir de ces résultats, de la direction du paléochamp Silurien à Almaden.

En conclusion, on peut proposer l'histoire suivante pour les roches étudiées:

- Au Silurien, le volcan sous-marin qui a émis ces roches se situait par 27° de latitude Sud. Les laves émises enregistrent des aimantations normales (vers le Nord).

- Entre le Silurien et le Carbonifère, elles subissent une rotation horaire très importante (environ 120°). Puis les roches sont plissées au cours de la

Tableau 5: Résultats de l'analyse paléomagnétique. Volcanites Almaden.

Site	Stratification	Ns	Interval TH	Interval AF	Direction IS	k	A95	Direction CP
A	063/20	5	200-450°C		150/+26	35	13	150/+06
B	107/82	3	300-450°C		097/+28	70	15	132/+14
C	089/35	8	300-450°C	20-40mT	113/+26	23	12	123/+09
D	106/66	7	250-450°C	30-60mT	077/-25	30	11	071/+13
E	190/99	7	250-450°C	25-50mT	114/+06	39	10	211/+62
F	254/63	9	300-580°C	30-50mT	028/-01	56	7	050/-40
G	313/60	7	100-400°C	10-40mT	117/+18	14	17	109/-04
G	313/60	9	400-580°C	30-60mT	058/-09	25	10.5	080/-65
H	148/59	4	200-500°C	30-100mT	095/+24	13	27	145/+57
I	213/39	4	300-450°C	40-60mT	106/+07	180	7	099/+44
J	080/97	5	250-400°C	20-50mT	101/+18	128	7	097/-22
K	252/67	6	300-450°C	20-50mT	063/+27	38	11	044/+03
K	252/67	4	450-530°C	50-60mT	034/-11	21	20	068/-39
M	255/74	7	100-300°C	00-15mT	127/-02	70	7	097/+48
M	255/74	10	300-400°C	15-30mT	041/-14	48	7	081/-36
N	277/53	8	250-500°C	20-40mT	109/+04	24	12	101/+12
N	277/53	3	510-540°C	40-60mT	077/-23	215	8	105/-29
O	265/90	6	200-350°C	00-50mT	035/+01	35	12	067/-49

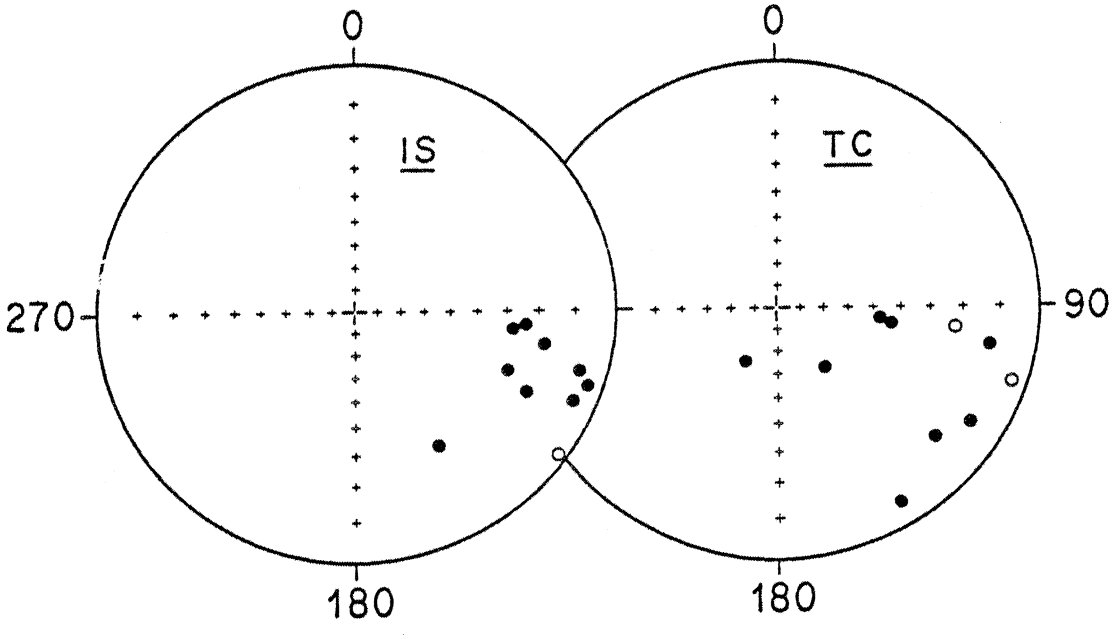


Fig. 21: Test de plissement négatif de la composante intermédiaire des volcanites siluriennes d'Almaden: à gauche, avant correction de pendage; à droite, après.

phase Sudète de l'orogénèse hercynienne. Une nouvelle aimantation de polarité inverse est ensuite acquise. La paléolatitude est alors de 8° Sud.

- Lors du reserrement de l'arc Ibéro-Armoricain, ces deux aimantations enregistrent une nouvelle rotation, antihoraire cette fois, d'environ 40°.

- Finalement, l'ouverture au Crétacé du Golfe de Gascogne fait subir une nouvelle rotation à ces directions d'aimantation, antihoraire, et les amène dans leur position actuelle. Une troisème composante d'aimantation est également acquise, entre le Tertiaire et l'Actuel.

Tableau 6 : Résultats paléomagnétiques Paléozoiques sur la Meseta Ibérique.

Formation	Localité	age	N	Décl.	Incl.	α_{95}	FT	Control	Incl. Madrid	Paléola-titude	Age aimantation
Sarnelha	Buçaco (40,3°N, 8,4°W)	Ord. Inf.	(3)	153	+ 5	6		0	+ 8	4	Carbonifère Inf.
			1	151	+60	6		1	+81	72	Ordovicien
Volcanisme	Cabo de Penas (43,6°N, 5,8°W)	Ord.	1	202	+78	6		1	+79	69	Ordovicien
Spilite	Almaden (38,8°N, 5°W)	Sil.	10	113	+16	11	-	3	+17	8	Carbonifère Sup.
			5	45	-46	13		3	-44	-26	Silurien
San Pedro	Cabrillanes (43°N, 6.1°W	S.-D.	8	113	+34	10	+	3	+38	21	Devonien
Gabbro	Beja (38°N, 8°W)	Dev. Sup.	7	variable	55	(10)		3	+52	33	Devonien
Volcanisme	Pueblo de Guzman (37.5°N, 7.2°W)	Carb. Inf.	1	48	-40	14		1	-34	-19	Carbonifère
Volcanisme	Bande pyriteuse (38°N, 8°W)	Carb. Inf.	5	151	+24	12	-	3	+23	12	Carbonifère Sup.
Alba	San Emiliano (43°N, 6°W)	Carb. Inf.	6	102	+13	2	+	3	+17	9	Carbonifère
Alba	Cabo de Penas (43,6°N, 5.7°W)	Carb. Inf.	(8)	185	+23	10	-	1	+28	15	Carbonifère Sup.
			8	178	+19	9		3	+25	13	Carbonifère
Andesites	Atienza (41,2°N, 3°W)	Carb. Sup.	6	159	+19	12		3	+20	10	Carbonifère Sup.
Redbeds	Buçaco (40.3°N, 8.4°W)	P - C	4	149	+11	7	+	3	+14	7	P - C
Redbeds	Viar (37°5N, 6°W)	P - C	3	151	+ 2	6		2	- 1	- 1	P - C
Dykes et sills	Viar (37°5N, 6°W)	P - C	3	155	+11	13		2	+ 7	4	P - C

Notes: Les classes de fiabilité indiquées dans la colonne "controle" sont celles définies par McElhinny et Embleton (1976). La colonne FT indique quand un test de plissement positif (+) ou négatif (-) a été obtenu. Les résultats Permo-Carbonifère sont dus à Van der Voo (1967 et 1969); les autres proviennent des études que j'ai effectuées et qui sont rassemblées dans ce mémoire.

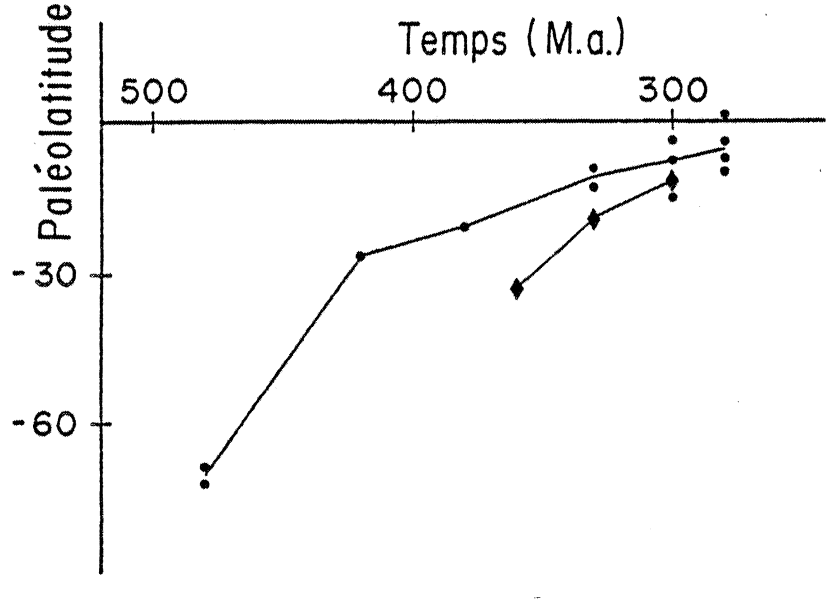


Fig. 22: Paléolatitude en fonction du temps du site de Madrid, d'après les résultats paléomagnétiques obtenus dans les parties Nord (points) et Sud (losanges) de la Meseta Ibérique.

CHAPITRE VI : Synthèse des résultats paléomagnétiques Paléozoique sur la Meseta Ibérique

La notion de courbe de dérive du pôle est associée à celle d'unité continentale, c'est-à-dire une entité constituée de croute continentale stable dans le temps. En particulier, il est supposé que cette unité est rigide, indéformable. Dans le cas de la Meseta Ibérique, cette notion est particulièrement inadaptée puisqu'il est apparu de façon très claire que ce principe de rigidité n'était pas vérifié dans l'arc Asturien, et même dans l'arc Ibérique plus large. La synthèse des résultats obtenus en divers lieux de la Meseta, séparés de plusieurs degrés en latitude et longitude, en est rendue plus difficile. La notion de pôle géomagnétique virtuel (P.G.V.), utilisée classiquement pour réduire l'espacement géographique entre les sites de prélèvement, est ici de peu d'utilité. J'ai choisi de conserver les directions d'aimantations, plus parlantes en terme de rotations, mais aussi de les unifier en les ramenant à un site unique (choisi à Madrid, au centre de l'Espagne). Ainsi, à partir de chaque résultat, j'ai calculé l'inclinaison paléomagnétique correspondante pour Madrid, (tableau 6) et à partir de l'inclinaison, la paléolatitude de Madrid: il est alors possible de suivre son évolution dans le temps. En ce qui concerne les déclinaisons, seule la période Devonien-Carbonifère est suffisemment bien couverte pour permettre une comparaison le long de l'arc, en partie grâce aux nombreuses réaimantations de cet âge.

La figure 22 présente l'évolution en latitude, entre l'Ordovicien et le Carbonifère, du site de Madrid. Elle est construite à partir des données du tableau 6, c'est-à-dire qu'elle suppose l'unité continentale considérée, la Meseta Ibérique, comme étant stable dans le temps. Il apparait nettement sur cette figure que cette hypothèse ne semble pas vérifiée, étant donné l'écart entre les résultats du Nord et du Sud de la Péninsule Ibérique, pour la période Dévonien Supérieur à Carbonifère. On est donc amené à identifier deux régions paléomagnétiques distinctes, séparées actuellement par la bande de cisaillement de Badajoz-Cordoue. Il est alors possible de construire deux courbes de paléolatitudes en fonction du temps (fig. 22), qui convergent au Carbonifère. Celle relative à la partie Nord de la Meseta est établie de l'Ordovicien au Carbonifère. Elle montre un mouvement rapide vers le Nord jusqu'au Silurien, des régions pôlaires jusqu'à une latitude tropicale. Ensuite, le mouvement vers le Nord continue mais à une vitesse plus lente. Cette discontinuité de vitesse peut correspondre à un événement orogénique majeur, à savoir l'accrétion du domaine considéré à la Laurussia. L'autre courbe de paléolatitude, relative à la partie Sud de la Meseta, n'est définie qu'à partir du Dévonien Supérieur. Elle indique encore un mouvement vers le Nord, mais plus rapide que celui de la partie Nord. Il y a donc rapprochement de ces deux unités, la période de jonction se situant au Carbonifère.

Cette partition de la Meseta Ibérique en deux unités est confirmée par les déclinaisons paléomagnétiques d'âge Devonien-Carbonifère (fig. 23). En effet, dans la partie Nord, elles varient entre N100 et N180, en suivant la forme de l'arc ibérique. Elles soulignent la nature partiellement tectonique de cet arc. Dans la partie Sud, elles sont réparties dans les quadrants Nord- Est et Sud- Ouest, selon la polarité, donc tout-à-fait différentes.

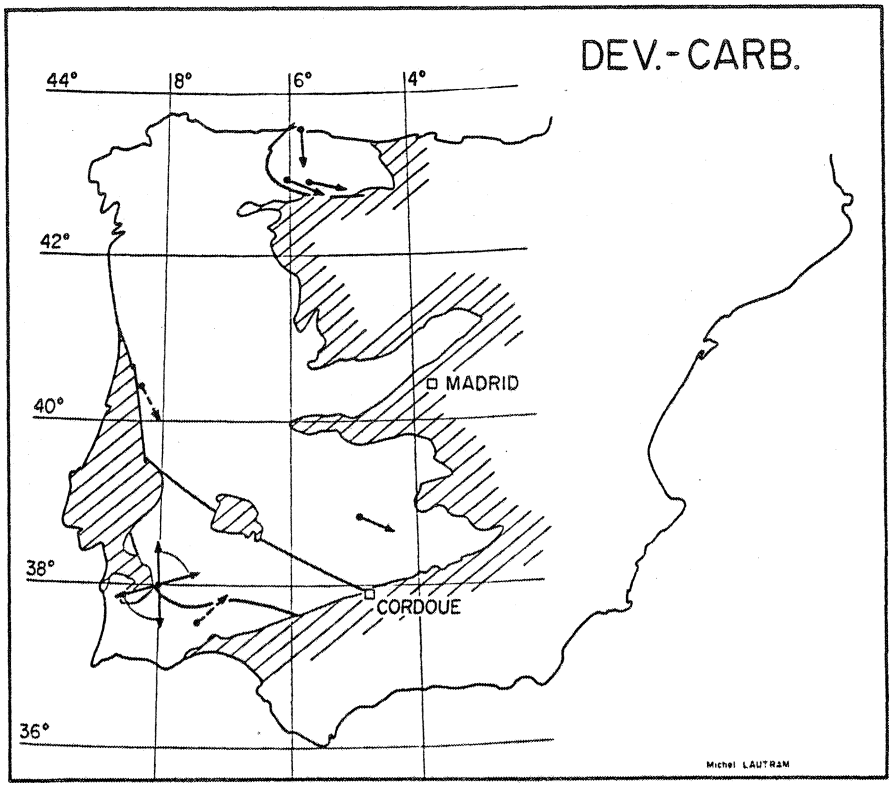


Fig. 23: Déclinaisons paléomagnétiques dans la Meseta Ibérique pour la période Dévonien-Carbonifère. Les flèches pleines correspondent aux données de classe de fiabilité au moins 2 (McElhinny et Embleton, 1976), les flèches tiretées aux autres.

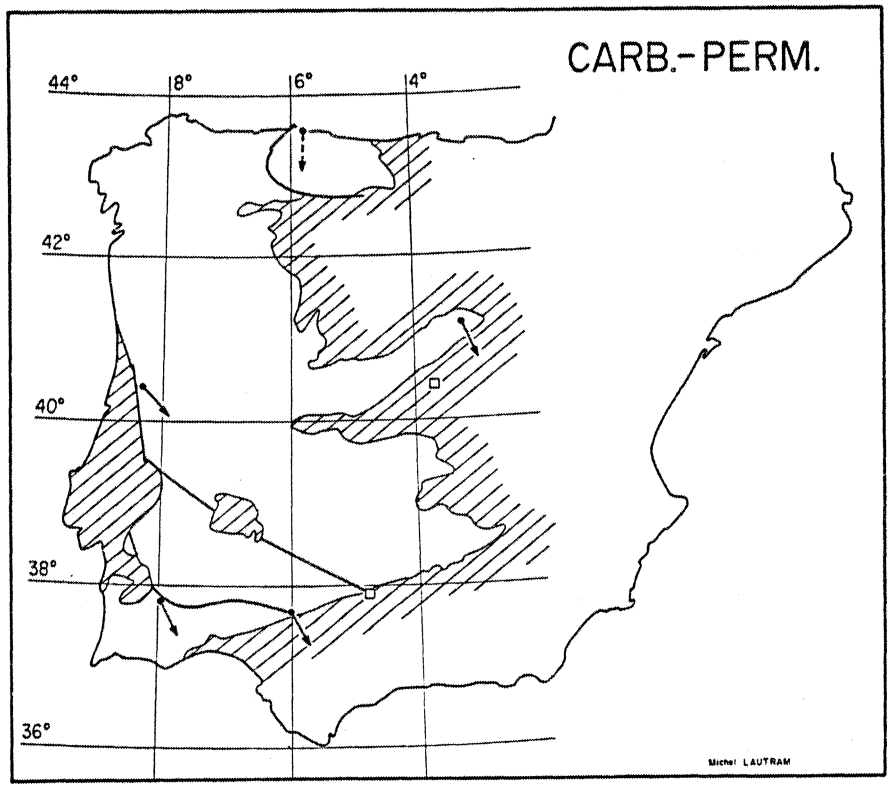


Fig. 24: Déclinaisons paléomagnétiques dans la Meseta Ibérique pour période

Elles mettent en évidence une rotation relative des parties Nord et Sud de la Meseta, postérieure à l'acquisition de ces aimantations, probablement au moment de l'accrétion, supposée Carbonifère, de l'unité méridionale. Une limite à l'âge possible de ces évènements est imposée par les résultats paléomagnétiques d'âge Permo-Carbonifère, dus à Van der Voo (1969). Aussi bien les inclinaisons (tableau 6) que les déclinaisons (fig. 24) sont consistentes à travers tout le massif. Il est donc probable qu'à partir du Permien, la Meseta Ibérique s'est comportée comme une unité continentale stable, et que les évènements responsables des déviations des déclinaisons sont d'âge Carbonifère.

Les résultats obtenus dans l'étude des volcanites d'Almaden, (Chap. V) suggèrent qu'avant ces évènements carbonifères, une autre histoire a peut-être eu lieu. En effet, l'aimantation interprétée comme primaire dans ces roches indique une large rotation horaire. Ses effets n'ont été décélés dans aucun résultat attribué à la période Dévonien-Carbonifère. Il est donc logique de proposer un âge compris entre le Silurien Moyen et le Dévonien pour un tel évènement. Cet âge correspond à celui de l'accrétion de la majeure partie des régions "armoricaines" à la Laurussia. Comme c'est le cas dans la Cordillère Ouest- Américaine, l'accrétion de nouveaux terrains sur un craton peut engendrer de telles rotations. On peut donc proposer que l'aimantation primaire des volcanites d'Almaden, acquise au Silurien moyen, a été affectée par la suite, et au plus tard au Dévonien, par des effets de rotation, associés à l'accrétion continentale sur la marge sud du super-continent Laurussia. Les résultats antérieurs (Ordovicien) devrait avoir également été affectés par de tels évènements, mais leurs inclinaisons de l'ordre de 80° se prêtent mal à l'étude des rotations. D'autre part, il est possible que l'origine d'une telle rotation soit anté-accrétion, comme cela a pu être observé sur des iles volcaniques actuelles (Keating et Helsley, 1985).

Appendice 14

Geophys. J. R. astr. Soc. (1983) 75, 201–215

Palaeomagnetism of Palaeozoic rocks from the Cabo de Peñas, Asturia, Spain

H. Perroud *Laboratoire de Géophysique Interne, Centre Armoricain d'Etudes Structurales des Socles (LP CNRS), Universite de Rennes 1, Campus de Beaulieu 35042, Rennes Cedex, France*

Received 1983 February 26; in original form 1982 April 20

Summary. Ordovician volcanic samples of the Cabo de Peñas area yielded a primary remanent magnetization ($D = 202°$, $I = 78°$, $\alpha_{95} = 6°$) which is partially or entirely overprinted by a Late Palaeozoic remagnetization. Late Devonian–Early Carboniferous sedimentary samples reveal a pre- or syntectonic Carboniferous remanent magnetization similar to the secondary one of the volcanic samples. A soft post-tectonic component appears also in few samples, for which a Late Carboniferous age is inferred. Comparison of the Carboniferous remanent magnetizations and structural parameters suggests that in a late stage of the deformation, the sites have undergone minor rotations around a vertical axis. A 'strike correction' is therefore proposed to take such an effect into account. The average of the corrected mean-site directions ($D = 178°$, $I = 19°$, $\alpha_{95} = 9°$) is considered to be a good approximation of the Early or Middle Carboniferous palaeomagnetic direction in Asturia.

Introduction

Since the concepts of plate tectonics have been introduced, many authors from different fields of the Earth sciences have shown an interest in the geodynamic evolution of the Atlantic ocean and its bordering continents. Among the various methods used, one of the most powerful is palaeomagnetism. The demonstration of the opening of the Atlantic ocean using palaeomagnetic data (Runcorn 1956) is a very good example of the utility of such analyses. While the Mesozoic and Cenozoic history of these areas has been well characterized a great deal of work is still needed to define the relevant Palaeozoic plate dynamics. Palaeomagnetic studies from cratonic North America, Africa and Europe have permitted the construction of a general outline of the movements of the major plates involved (Van der Voo 1979, 1982; Kent 1980). In the reconstructions, a new concept was introduced: the 'Amorica plate' (Van der Voo 1979). This microplate includes at least the Armorican Massif and may be extended to the Bohemian Massif, English Cornwall, the Avallon zone in North America, the Iberian Meseta and perhaps North Morocco. Armorica may have played an essential role in the Hercynian orogeny, because of its situation between the three major

plates, Laurentia, Baltica and Gondwana. In order to investigate the interaction between these plates, and the 'border effects', we have to study areas within the orogenic belts themselves. A first review of such work has been made recently (Van der Voo & Channel 1980), showing the strength of the method. However, great care is required for the interpretation of the data, and limits are imposed by problems of overprinting, deformation or metamorphism (Perroud 1980). The Iberian Meseta is such an area, in the heart of the large Variscan (= Hercynian) system of Western Europe. Although there is an abundance of suitable material in this key area, so far few palaeomagnetic data have been obtained.

A major structural feature, the Ibero-Armorican arc (IAA) links the Armorican and Iberian zones across the Bay of Biscay. This arc is defined by structural lines, palaeontological units and petrological zonation (Bard, Capdevila & Matte 1971; Cogné 1971; Matte 1974). Many geologists consider this arc as a critical area in the discussion of the numerous models proposed for the Hercynian orogeny. In essence either a primary origin (before sedimentation of Palaeozoic beds) or a secondary (tectonic) origin of the arc could be envisioned. Stratigraphical and palaeontological arguments (Henry *et al.* 1974; Paris & Robardet 1977) as well as structural studies (Julivert 1971) and even the first palaeomagnetic directions obtained in the Asturian part of the arc (Ries, Richardson & Shackleton 1980; Bonhommet *et al.* 1981), indicate a partially secondary origin. Better determined Carboniferous or older directions are needed to quantify more precisely this phenomenon. In this context we will present here a detailed palaeomagnetic study made in the Cabo de Peñas area (northern Asturia, Spain). Because the results obtained in this work have already been used in a synthetic interpretation with other data from the IAA (Perroud & Bonhommet 1981) we will emphasize here the palaeomagnetic analysis rather than the tectonic interpretation already given in that previous publication.

Geological setting and sampling

The Cabo de Peñas region lies on the North Coast of Spain where the northern limb of the Asturian arc is truncated by the sea. In the cliffs from Cabo de Peñas towards the southeast (Fig. 1) an almost complete succession exists from Lower Ordovician till Lower Carboniferous (Truyols & Julivert 1976). The 'Barrios' quartzite is overlain by Ordovician shales, with an intercalation of volcanic material in the lower part. Above, the Ordovician series end up with a volcano-detritic succession, including basaltic lavas in the upper part. Then, there is an uninterrupted period of sedimentation up to Early Carboniferous times, with large amounts of fossils giving well-determined stratigraphical ages. Several periods of red sedimentation occur in the sequence. In particular the Siluro-Devonian 'Furada' sandstone (called San Pedro elsewhere) is associated with iron ores and has not been sampled because it is unlikely that these complex ores will yield usful palaeomagnetic information. The whole area has been folded by Hercynian deformation and has a general NE–SW trending synclinal shape. Locally, the strata are strongly deformed (Julivert 1976), precluding any sampling. The minor fold axes are always subhorizontal, but their directions are not constant. The particular tectonic context of the Asturian arc (Julivert 1971) with its second phase of folding radial to the arc, which is associated with the tectonic closure of the arc, may be the cause of this dispersion.

Eight sampling sites were chosen in the most suitable zones for our purpose and are distributed in the following manner: Ordovician volcanism – two sites (I in the first volcanic intercalation and J in the basaltic flows), 31 cores; Late Devonian Candas red sandstones – three sites (C, D and F), 32 cores; Early Carboniferous Alba redgrits – three sites (A, B and E), 23 cores. As shown in Fig. 1, sampling of the sediments has been carried out on both

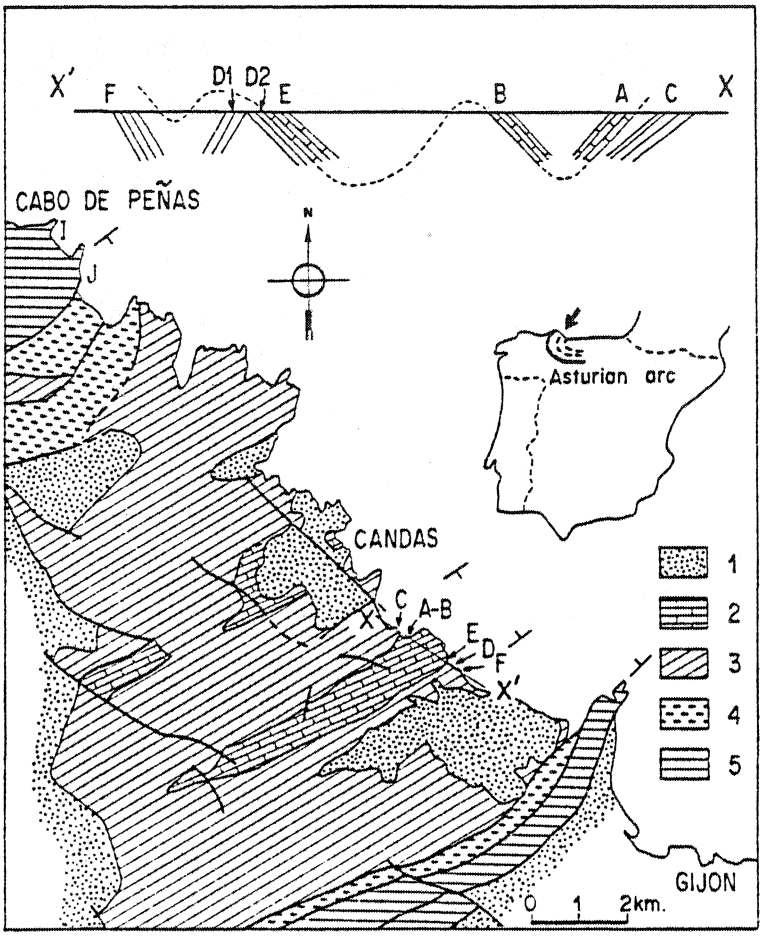


Figure 1. Schematic geological map of the Cabo de Peñas area, with the sampling sites (A–F and I, J); X–X' is a cross-section showing the structural position of sites A–F on both limbs of folds. 1 is for the Mesozoic cover, 2 for Carboniferous, 3 for Devonian, 4 for Silurian and 5 for Ordovician.

limbs of folds roughly parallel to the main structural trend. One site (D) is composed of 2 groups (D1 and D2) of seven cores each from the two limbs of a 10 m wide minor fold. In two other sites (B and E), the structural position varies slightly within the site.

Microscope studies of all the representative rock types do not reveal any traces of metamorphism or of neoformed opaque minerals. Finally, we should point out that the two sampled sedimentary formations normally succeed one another, which means that their stratigraphical ages are very close; we will therefore interpret their directions together.

Laboratory techniques and measurements

The magnetic measurements have been done either with a Schonstedt computer-assisted spinner magnetometer (University of Rennes) or with an ScT cryogenic magnetometer (University of Michigan). Demagnetization procedures have been carrried out with Schonstedt equipment [alternating field (AF) demagnetizing apparatus GSD-1 and non-magnetic furnace TSD-1, both in mumetal shields with a very low residual field of about 10 nT]. Progressive Isothermal Remanent Magnetization (IRM) acquision experiments

have been performed with a Brucker BE-10 electromagnet. A Digico magnetometer adapted for temperature cycles between −196° and 700°C has been used to obtain the intensity versus temperature behaviour of a laboratory-created IRM. Before any treatment, cores were sawed into standard specimens, and a viscosity test (Thellier & Thellier 1959) has been performed for all the specimens.

Palaeomagnetic results

ORDOVICIAN VOLCANISM

The intensity of the NRM is high (0.5 A m^{-1} for site J) and uniform within each site. The 8 day viscosity coefficient [intensity of Viscous Remanent Magnetization (VRM) produced during 8 days in the local field divided by the Natural Remanence (NRM)] is very low (5 per cent for site J, 10 per cent for site I). Directions are fairly well clustered, downward

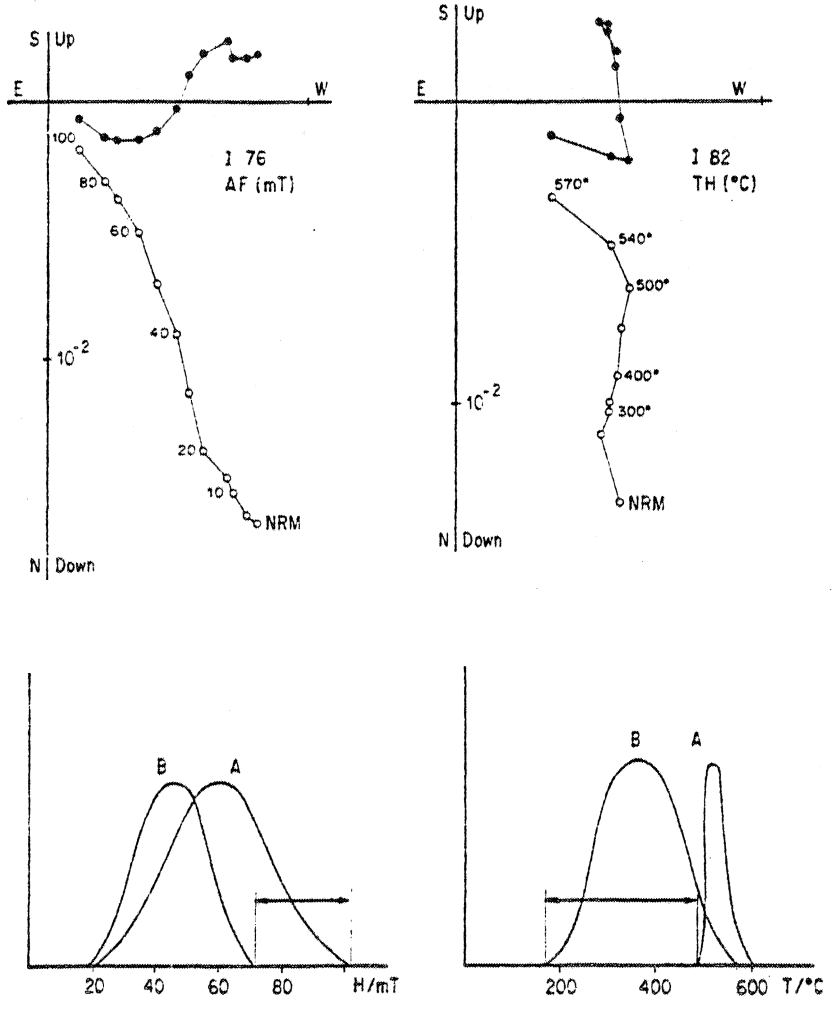


Figure 2. Zijderveld demagnetization diagrams for site I. Close (open) dots are for projection on the horizontal (vertical) plane. Units along axes are in A m^{-1}. Bottom: overlapping of both coercivity and temperature spectra estimated for components A and B. The arrows indicate the area of separation for each component.

and to the south. Stepwise AF and thermal demagnetizations of specimens of site I clearly show a two-component behaviour after removal of a very soft component at 300°C or 20 mT (Fig. 2). The high-coercivity component corresponds to the high unblocking temperature one. The separation of the components seems to be successful with the two methods together. As a matter of fact, thermal treatment isolates very well the lower unblocking temperature components, leading to a low within-site dispersion ($k = 45$). On the other hand, AF does not isolate this component well, as shown in Fig. 2, but instead reveals easily the hard-coercivity component leading to very clustered directions for the whole site ($k = 50$). This behaviour may be explained in terms of overlapping of coercivity and thermal spectra as shown by Fig. 2. In the AF procedure the spectrum for component A is quite large compared to the B spectrum; the only range of univectorial decay is therefore for the high fields (indicated by the double arrow in Fig. 2). Inversely, in thermal treatment this range appears for the low temperatures. The behaviour of the samples for the whole site is very uniform, as shown on the intensity versus temperature diagram (Fig. 3b), which indicates unblocking temperatures typical for magnetite (or titano-magnetite with low Ti). IRM acquisition and low-temperature experiments confirm the presence of magnetite as the main if not unique carrier of the remanence for both sites I and J (Fig. 3a, c); saturation of the IRM is reached at 0.1 tesla for both sites I and J. On the other hand, reheating to room temperature of an IRM acquired at −196°C reveals a very nice (multidomain)

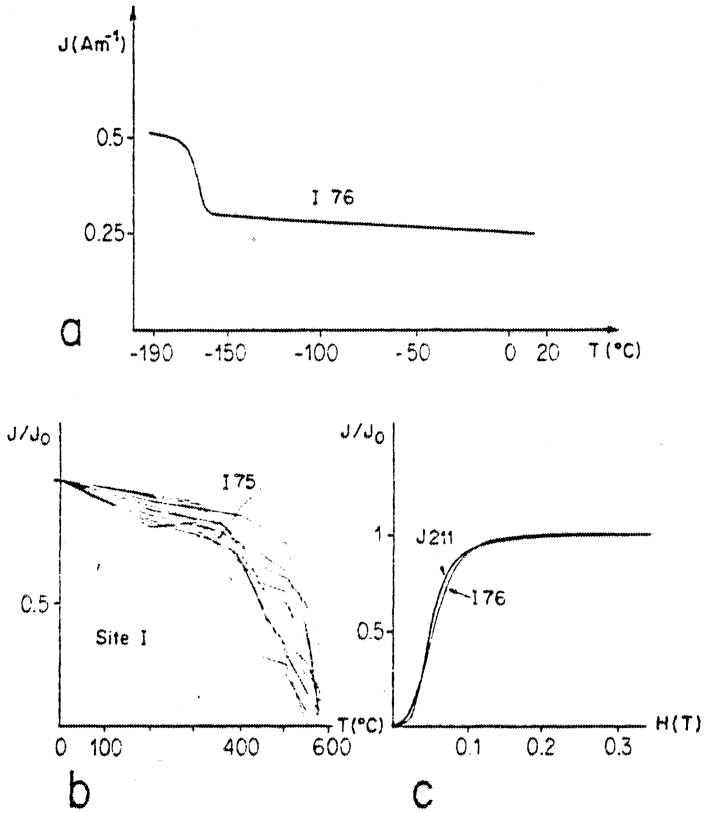


Figure 3. (a) Continuous measurement of intensity versus temperature during the reheating up to room temperature of an IRM acquired at −196°C. (b) Normalized intensity versus temperature curves during stepwise thermal demagnetization for all samples of site I. (c) IRM acquisition curve for samples of both site I and J in fields up to 0.3 T.

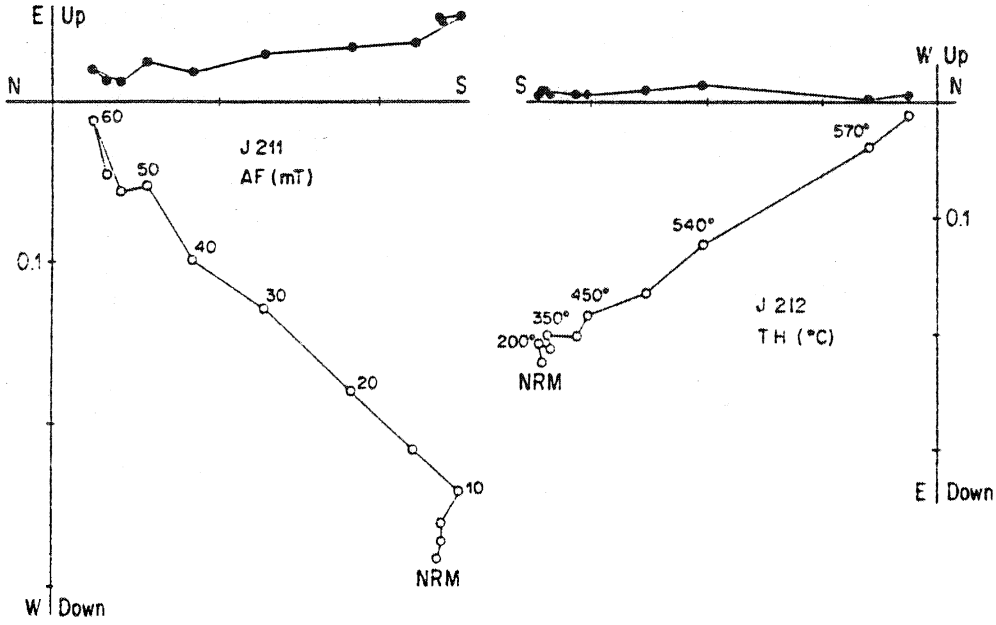


Figure 4. Zijderveld diagrams of stepwise AF and thermal demagnetization procedures for site J (same conventions as in Fig. 2).

magnetite transition around −160°C for a specimen of site I. Demagnetizations of specimens from site J show quite different behaviour: here, only one component is observed in both thermal and AF demagnetization which decreases systematically towards the origin in the Zijderveld (1976) diagrams (Fig. 4). In alternating fields above 60 mT peak value, the samples show a zigzag-shaped curve. We infer that this results from the introduction of anhysteretic components, and that the measurement procedure (the sample is inverted in the coil at each step) leads to this kind of curve; therefore AF demagnetization was discontinued after 60 mT. However, these samples have medium coercivities so stable directions may be determined both by AF and thermal demagnetizations; indeed, mean directions obtained by the two methods are identical in a statistical sense.

The three mean directions with their statistical parameters are given in Table 1, before and after tectonic correction, and shown in Fig. 5, with their circles of confidence. The three *in situ* directions are significantly different from the present-day field and from all

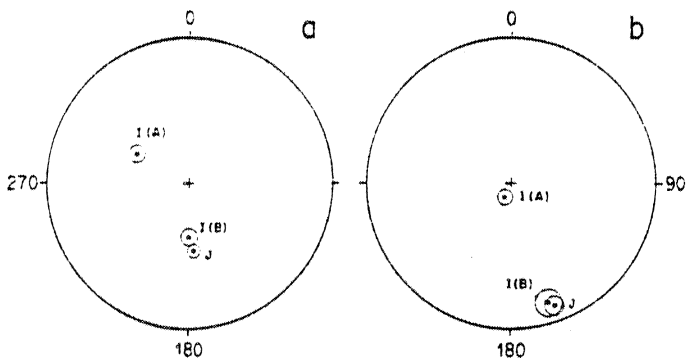


Figure 5. Stereographic projections of the mean directions for site I and J before (left) and after (right) tilt correction.

Table 1. Site-mean directions after AF and thermal cleaning (S =

Component type of rock		Interval AF (mT)	Th(°C)	N
I (A)	volc.	60–100	500–570	13
B	grit	30–100	300–450	6
C	sandst.		500–680	9
D1	sandst.		500–680	7
D2	sandst.		500–680	7
E	grit	30–100	300–500	7
F	sandst.		500–680	7
I (B)	volc.	20–60	350–500	11
J	volc.	20–60	350–570	11
S	grit + sandst.	10–60	0–500	8

= soft component on sites B, C, D1, E, F).

Before tilt correction				After tilt correction				Inferred age
Dec.	Inc.	k	α_{95}	Dec.	Inc.	k	α_{95}	magnetization
298	+45	50	6	202	+78	50	6	Ordovician
176	+2	227	4	181	+27	274	4	
170	+43	75	5	156	+18	75	5	
208	+42	114	5	186	+2	114	5	Early or
181	−15	290	3	183	+22	290	3	Middle
182	−14	33	9	193	+37	154	4	Carboniferous
177	−17	262	3	181	+26	262	3	
179	+49	45	6	162	+9	45	6	
175	+40	104	4	160	+7	104	4	
185	+23	27	10	196	+21	4	–	Late Carboniferous

post-Hercynian directions known for Europe (after closing of the Bay of Biscay, Le Pichon & Sibuet 1971). On the other hand, rock magnetism experiments reveal that a single magnetic phase may carry the different components. Moreover, optical examinations suggest that no recrystallization has taken place in these rocks. This evidence combined with the magnetic behaviour outlined above suggests that the I(B) component is a partial thermo-remanent magnetization which has partially overprinted an older I(A) component. The mean direction for site J is similar to the one for I(B), especially after the tilt correction. Although it is impossible to make a statistically significant fold test with two entries, one could observe that the angular scatter between I(B) and J mean direction decrease from 9.5° to 3° when applying the correction. Their southerly and shallow direction is compatible with Late Palaeozoic data. The natural and simplest interpretation which is derived from this analysis is that I(A) is a primary Ordovician magnetization and that I(B) and J are partial to complete Late Palaeozoic overprints. These last components do not look like Mesozoic or Cenozoic magnetizations, and they may have been acquired either before or perhaps during the folding. The A component at site I is therefore interpreted as Ordovician and primary, with a southerly steeply down direction. Such high inclinations have also been found in other Early Palaeozoic studies from the Armorica plate (Duff 1979, 1980; Perroud & Bonhommet 1981; Perroud, Bonhommet & Robardet 1982).

LATE PALAEOZOIC SEDIMENTS

Specimens from sites A to F show a very uniform magnetization within each site. Short-period viscosity is low and directions are always different from the present-day field. IRM acquisition experiments on Alba redgrit samples (Fig. 6) in a cryogenic magnet up to 5 tesla (University of Michigan) reveal a typical haematitic composition of the magnetic phase. Subsequent heating to 120°C shows only a small decrease of the saturation IRM implying that the contribution of goethite to the IRM is low, in spite of the fact that goethite has been observed as reaching up to 5 per cent of the total composition of the rock (Bonhommet *et al.* 1981). Samples of the Candas red sandstones have also typical haematite coercivity characteristics.

Alternating field demagnetizations for the Alba samples only, and thermal treatment for both formations have been carried out and typical Zijderveld plots are given in Fig. 7. A soft component (S), destroyed in low peak field values or low temperatures is found in eight samples from five sites, whereupon the demagnetizations indicate univectorial decay towards the origin for all samples from all sites except site A. From the specimens of site A no

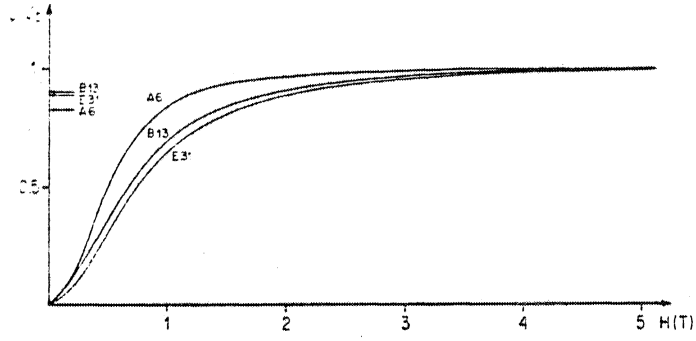


Figure 6. IRM acquisition curves for redgrit samples from sites A, B and E. The arrows indicate the normalized intensity of the residual magnetization after subsequent heating to 120°C.

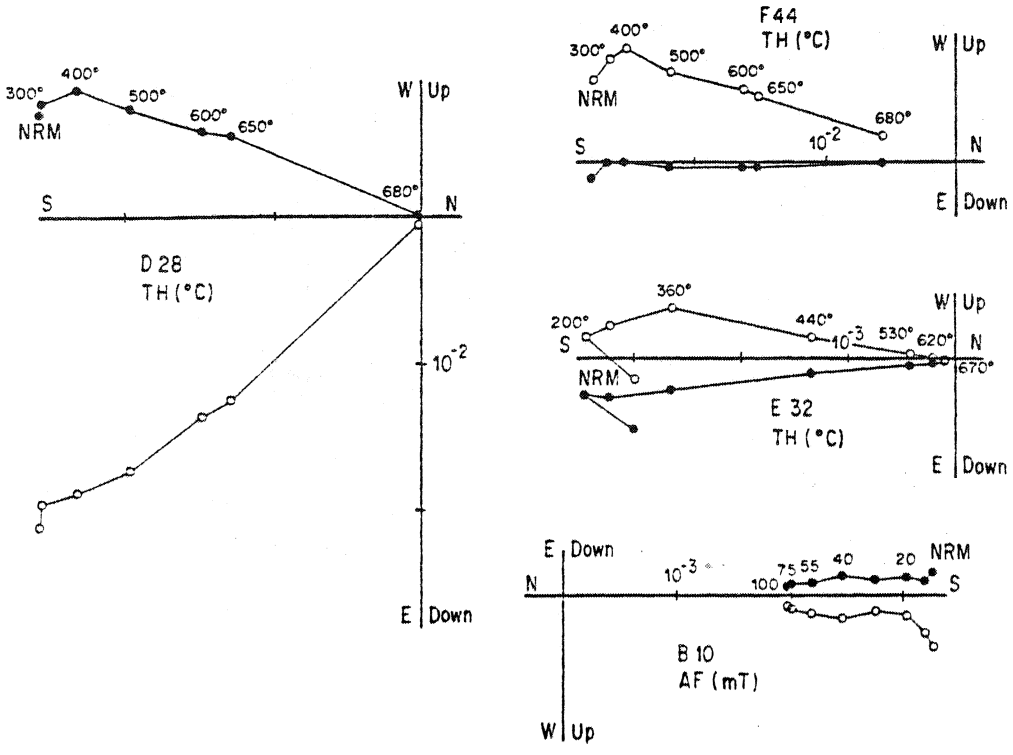


Figure 7. Zijderveld diagrams for Alba and Candas samples (same conventions as in Fig. 2).

characteristic direction could be obtained. The mean directions from the other six sites (B, C, D1, D2, E, F) and their circles of confidence are given before and after the tilt correction in Table 1 and are shown in Fig. 8(a, b). Individual directions of the soft component appear before and after tilt correction in Fig. 8(c, d). The mean direction is given in Table 1. This component clearly reveals a negative fold test at the 95 per cent confidence level (k decreases from 27 to 4 upon tilt correction). It is therefore interpreted as post-folding. Comparison with post-Hercynian European directions (after closing of the Bay of Biscay) shows that the most likely age for this component is Middle to Late Carboniferous. The directions of the hard component, however, satisfy several criteria for a pre-tectonic origin. Sites B ane E, for instance, for which the structural attitude varies within the site, show better clustering after the correction (Table 1). The angular scatter between the two mean directions of sites D1 and D2 decreases from 60° to 20° although they bypass one another. Finally, the Fisher (1953) statistics for the formation mean direction (six sites) show an increase of k from 7 (before) to 24 (after the tilt correction) giving a positive fold test at the 95 per cent confidence level. The age of the magnetization is therefore considered to be between Late Devonian to Early Carboniferous (age of the sedimentation) and Middle Carboniferous (age of the folding).

Discussion

As stated in the previous section, sites I and J present a secondary pre- to syntectonic magnetization. Its low inclination suggests a Late Palaeozoic age. For these reasons, we will now discuss the corresponding directions together with the magnetizations of the Late

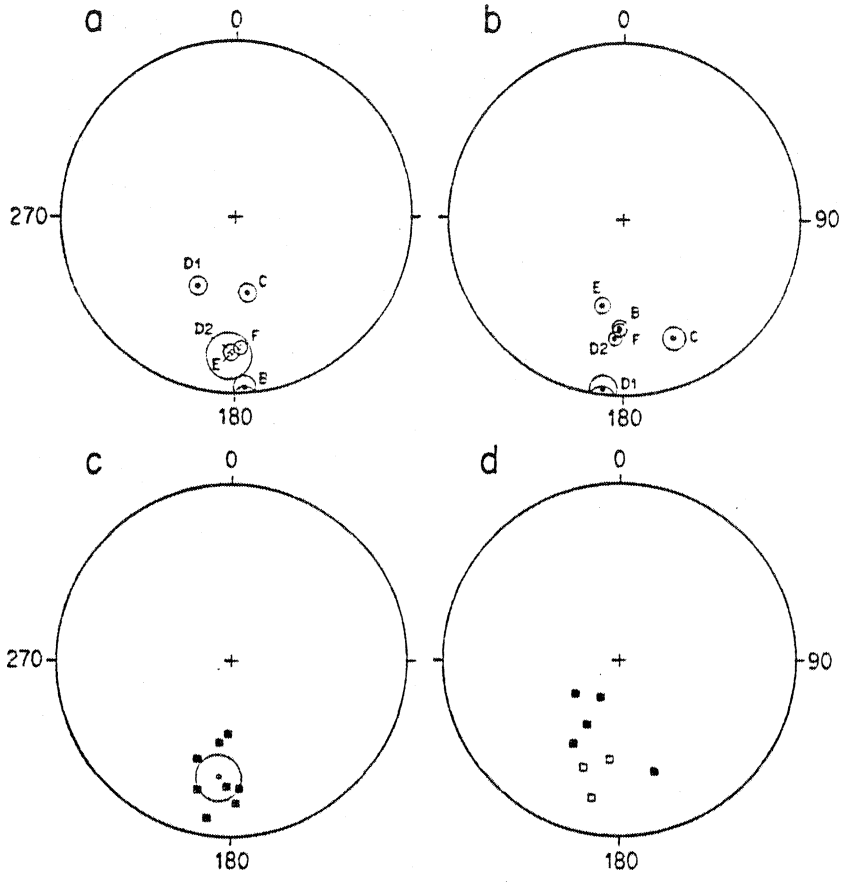


Figure 8. (a, b) Stereographic projections of the site-mean directions for Alba and Candas samples before (a) and after (b) tilt correction with their circles of confidence. (c, d) Individual data of the soft components before (c) and after (d) tilt correction. In (c) the mean direction is also indicated with its circle of confidence.

Palaeozoic sediments. Table 2 summarizes the eight Carboniferous site-mean directions with their radius of the circle of confidence (α_{95}), and the mean structural position of each site. It appears that the within-site scatter is always very low ($< 6°$) but that the between site dispersion is rather large by comparison. The declination varies from 156° to 193° and the inclination from 2° to 37°. [Note that the I(B) and J mean direction are also within these ranges.] This is not a satisfactory result, since the between site scatter should be of the same order of magnitude as the within-site one. In order to explain this situation, we must examine more deeply the distribution of the data and the parameters which might produce such dispersion. Among these are the structural parameters. Let us recall here that we may have some good reasons to expect independent dispersions for the declination and inclination of magnetic vectors in such an area where the folding has occurred at least in two non-parallel phases. For example, the tilt correction introduces a declination error when fold axes are plunging (MacDonald 1980), whereas inclinations are not disturbed. Inversely, internal deformation by shortening of the layers (Morash *et al.* 1981) may introduce inclination variations. It is therefore valuable to examine these parameters independently. Let us first look at the inclination dispersion.

Table 2. Comparison of the pre- or syntectonic magnetization with the structural position, and 'strike' corrected directions for each site where a Carboniferous component has been revealed. (D, S) is for the declination-strike angle.

Site	Direction of magnetization: 100 per cent unfolded		Direction of magnetization: 70 per cent unfolded		Structural attitude Strike	Dip	(D, S) 100 per cent unfolded	(D, S) 70 per cent unfolded	After vertical axis rotations 100 per cent unfolded		After vertical axis rotations 70 per cent unfolded	
B	181	27	179	20	231	32NW	50	52	180	27	178	20
C	156	18	158	26	210	34SE	54	52	176	18	178	26
DI	186	2	188	15	235	61SE	49	47	181	2	183	15
D2	183	22	181	11	241	43NW	58	60	172	22	170	11
E	193	37	184	24	243	61NW	50	59	180	37	171	24
F	181	26	176	14	225	57NW	44	49	186	26	181	14
I (B)	162	9	164	22	224	48SE	62	60	168	9	170	22
J	160	7	162	18	212	45SE	52	50	178	7	180	18
Mean	175	19	174	19			52.4 ± 5.5	53.6 ± 5.3	178	19	176	19
k	22		48						39		126	

We have seen before that these characteristic magnetizations present several criteria for a pre-tectonic origin. However, it can be argued that the inclination dispersion is anomalously large, and that directions of sites from NW dipping and from SE dipping limbs bypass each other during the tilt correction (see for example D1 and D2, Table 1). This situation could correspond to a magnetization acquired early after the beginning of the folding. As a matter of fact, a 70 per cent unfolding leads to a Fisher parameter (k) of 48 for the mean of the eight directions, instead of 22 for the complete (100 per cent) correction (70 per cent unfolding has been chosen since it actually maximizes the k value) (Table 2). In our particular case, this partial unfolding does not affect the declinations since those portions of the small circle around the rotation axis to which the site-mean directions are constrained have a near-constant declination. Therefore, while site-mean directions pass the fold test at the 95 per cent confidence level, careful inspection of the data allows up to propose two alternative interpretations: (1) either the magnetization has been acquired early during the folding (Middle Carboniferous) and the 70 per cent unfolding gives the best estimate of the dispersion or (2) the magnetization is truly pre-tectonic (Early to Middle Carboniferous) and the inclination dispersion has a different cause, such as internal deformation of the rock. It has been shown previously (Perroud 1982) from a comparison of the dip of the strata and the inclinations that all the sites with NW dip have an inclination greater than the mean (19°) and all the sites with SE dip have inclinations smaller than the mean. Moreover, the sites where the inclination shows greater deviations from the mean area those sites where the dip is also greater. As rigid folding rotations do not modify the inclination of pre-tectonic magnetizations with respect to the bedding, whereas structural position correlates well with the site-mean inclination, we tentatively suggested that internal deformation may have occurred in these beds which may have dispersed somewhat the magnetic directions. However, clear evidence for internal deformation has not been found in these rocks: in the Alba formation only a very low-grade internal deformation can be recognized (stylolitic seams); on the other hand, Candas redbeds are formed of detritic quartz grains cemented by a calcitic red matrix, the pigment of which is due to haematite. This texture does not allow an easy study of internal deformation effects. Textural goniometry on calcite grains from the matrix does not show any crystallographic fabric. We are in the process of testing such a hypothesis with laboratory experiments of deformation of magnetic material (Morash *et al.* 1981) and with a palaeomagnetic study of an area where a deformation gradient has been discovered (Cogné, Bonhommet & Cobbold 1982). While it is not possible to make a definitive choice, the data are more consistent with the synfolding hypothesis (1). In any case, a magnetization time range from Early to Middle Carboniferous reconciles the various possibilities.

Before examining declinations dispersion, let us notice that the structural position varies a lot from site to site, and not only the dip, which is obvious, but also the strike which, if we assume cylindrical folds, must be parallel to the fold axes as well as the axial planes, because fold axes are horizontal. This implies local perturbations of the regional structural trend, which may be associated with the late phase of folding reported for the Asturian arc in structural studies (Julivert 1971). Moreover, the angle between the declination of the magnetic vector and the direction of the bedding [e.g. (D,S) in Table 2] is rather constant from site to site (52.4° ± 5.5°), which contrasts with the declination and strike dispersion. That means that vertical-axis rotations which have perturbed the structural attitudes, may also have modified the magnetization directions by the same angles. This suggests a new correction for a complete unfolding of the structures: 'the strike correction'. First, we chose a mean reference value for the regional structural trend: here, 230° which is the direction of the tangent to the arc at Cabo de Peñas. Then, we determine for each site the angular deviation of the mean structural position from this reference value and we apply to the

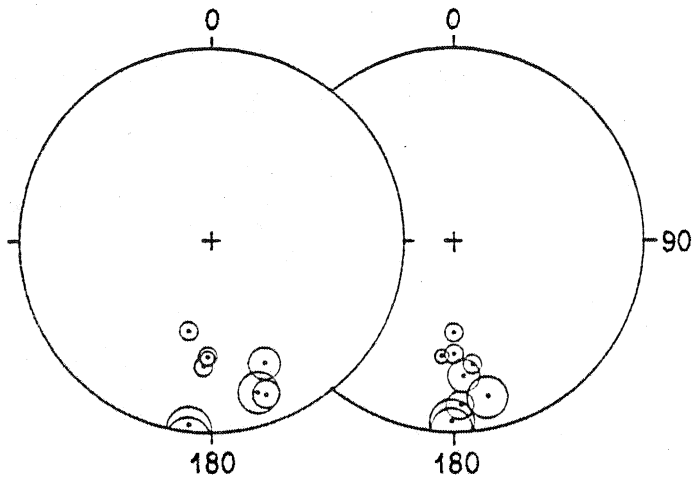


Figure 9. All Carboniferous site-mean directions after tilt correction but before (left) and after (right) 'strike' correction.

mean-site direction a vertical axis inverse rotation of this amount. To take into account the two possible interpretations developed earlier, this 'strike correction' may be applied to the 70 per cent unfolded data as well as to the 100 per cent unfolded. As the vertical axis rotations are considered to have taken place at a late stage of the deformation, this procedure should be valid in both cases. As shown in Table 2, this correction gives increases of the Fisher parameter (k) from 22 to 39 in the 100 per cent unfolding case and from 48 to 126 in the 70 per cent unfolding one. It is clear that we obtain a significant improvement in the latter case (k ratio = 2.6) but not in the former (k ratio = 1.8) at the 95 per cent confidence level (critical ratio: 2.48). One may notice, however, that a residual dispersion in the completely unfolded data (Fig. 9) still resides mainly on the inclinations which are not affected by the 'strike correction' and it is therefore not possible to get a better cluster of data by using the complete (100 per cent) tilt correction. A one-dimensional statistic on the declination may be more valuable in this case. The mean declination is $D = 175° \pm 14.1$ ($1\,\sigma$) before and $178° \pm 5.6$ after the strike correction. The ratio of the variance reaches 6.2, what is actually a definitive improvement. We argue therefore that we get in both cases a positive test, and this upholds the validity of the 'strike correction'.

Conclusions

This palaeomagnetic study of the Cabo de Peñas area has revealed an Ordovician magnetization. Its southerly and very steep direction is similar to previous Lower Palaeozoic data from the Armorica plate and is compatible with a position of this element near to Gondwana in Ordovician times. A Carboniferous pre- or more likely synfolding magnetization is found in sedimentary samples and also as a secondary overprint in the volcanic samples. A comparison of the site-mean directions and the structural parameters suggests that rotations around vertical axes of a later folding phase have occurred. So, a new 'strike correction' has been applied. Finally, the inclination scatter appears to correlate with the dip of the bedding. However, the repartition of our sampling sites on the two limbs of folds leads us to propose that the overall mean direction ($D = 178°$, $I = 19°$, $\alpha_{95} = 9°$) is a good approximation of the palaeomagnetic Early or Middle Carboniferous direction in Asturia. This estimation corresponds to the pre-tectonic hypothesis (2) but strictly includes the estimation

resulting from the synfolding one (1) ($D = 176°$, $I = 19°$, $\alpha_{95} = 5°$) and was retained as no definitive proof of either interpretation has been obtained. That direction has been used in a geodynamic discussion (Perroud & Bonhommet 1981), together with other results from sites situated all along the Ibero-Amorican arc. In that paper, we proposed that the Ibero-Armorican arc is partially secondary and that the closure rotations have taken place mainly in the south branch of the arc.

Acknowledgments

M. Iglesias Ponce de Leon is thanked for his help during the field trip and the description of the geological context. R. Van der Voo is gratefully acknowledged for receiving me at the University of Michigan on a one-year post-doctoral position and having provided support for a part of the measurements. He has also corrected the English of the revised manuscript. This work was supported by a grant of INAC through the National Research Program 'ATP Geodynamique'.

References

Bard, J. P., Capdevila, R. & Matte, P., 1971. La structure de la chaine Hercynienne de la meseta Iberique. Comparaison avec les segments voisins, in *l'Histoire Structurale de Golfe de Gascogne*, 1, I.F.P., 14-1–14-68, Editions Technip, Paris.

Bonhommet, H., Cobbold, P. R., Perroud, H. & Richardson, A., 1981. Palaeomagnetism and cross-folding in a keay area of the Asturian arc (Spain), *J. geophys. Res.*, 86, 1873–1887.

Cogné, J., 1971. Le Massif Armoricain et sa place dans la structure des socles Ouest-Européens: l'arc Hercynien Ibéro-Armoricain, in *l'Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, 1, I.F.P., 11-1–11-23, Editions Technip, Paris.

Cogné, J. P., Bonhommet, N. & Cobbold, P., 1982. Pretectonic magnetization obtained by strain removal, *Eos, Trans. Am. geophys. Un.*, 63, 1274.

Duff, B. A., 1979. The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician redbeds, the Erquy spillite series and the Tregastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59, 345–365.

Duff, B. A., 1980. The palaeomagnetism of Jersey volcanics dykes and the lower Palaeozoic apparent polar wander path for Europe, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 60, 355–375.

Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. A*, 217, 295–305.

Henry, J. L., Nion, J., Paris, F. & Thadeu, D., 1974. Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Bucaco) et du Massif Armoricain: essai de comparaison et signification paleogeographique, *Com. Serv. Geo. Port.*, LVII, 303–345.

Julivert, M., 1971. L'evolution structurale de l'arc Asturien, in *L'Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, 1, I.F.P., 12-1–12-28, Editions Technip, Paris.

Julivert, M., 1976. La estructura de la region del Cabo de Peñas, *Trab. Geol. Oviedo*, 8, 203–309.

Kent, D. V., 1980. Formation of Euroamerica in the Paleozoic, *Eos, Trans. Am. geophys. Un.*, 61(17), 220–221 (abstract).

Le Pichon, X. & Sibuet, J. C., 1971. Western extension of boundary between Europe and Iberia plates during the Pyrenean orogeny, *Earth planet. Sci. Lett.*, 12, 83–88.

MacDonald, W. D., 1980. Net tectonic rotations, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies, *J. geophys. Res.*, 85, 3659–3669.

Matte, P., 1974. Raccord des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale, Franz Kossmat Symposium, *Nova Acta Leopoldina*, 224, 239–262.

Morash, A., Bonhommet, N., Brun, J. P. & Cobbold, P. R., 1981. Angular deviation of isothermal remanent magnetization during simple shortening experiment, *Terra Cognita, spring special issue, 121.*

Paris, F. & Robardet, M., 1977. Paléogéographie et relation ibéro-armoricaines au Paléozoique anté-Carbonifère, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 19, 5, 1121–1126.

Perroud, H., 1980. Contribution à l'étude paléomagnetique de l'arc ibéro-Armoricain, *These*, University of Rennes, and *Bull. Soc. geol. minér. Bretagne*, 14, 1–III; 1982.

Perroud, H., 1982. Relations paléomagnetisime et déformation: exemple de la region de Cabo de Peñas (Espagne), *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, 294, 45–48.

Perroud, H. & Bonhommet, H., 1981. Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe, *Nature*, 292, 445–448.

Perroud, H., Bonhommet, N. & Robardet, M., 1982. Comment on 'A palaeomagnetic study of Cambrian redbeds from Carteret, Normandy, France', by Morris (1980), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69, 573–578.

Ries, A. C., Richardson, A. & Shackleton, R. M., 1980. Rotation of the Iberian arc: paleomagnetic results from North Spain, *Earth planet. Sci. Lett.*, 50, 301–310.

Runcorn, S. K., 1956. Paleomagnetic comparisons between Europe and North America, *Proc. Geol. Ass. Can.*, 8, 77–85.

Thellier, E. & Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Annls Géophys.*, 15, 285–376.

Truyols, J. & Julivert, M., 1976. La sucesion Palezoica entre Cabo de Peñas y Antromero (Cordillera Cantabrica), *Trab. Geol. Oviedo*, 8, 5–30.

Van der Voo, R., 1979. Paleozoic assembly of Pangea, A new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian, Hercynian orogenies, *Eos, Trans. Am. geophys. Un.*, 60, 241.

Van der Voo, R., 1982. Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics, *Ann. Rev. Earth Sci.*, 10, 191–220.

Van der Voo, R. & Channel, J. E. T., 1980. Paleomagnetism in orogenic belts, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 445–481.

Zijderveld, J. D. A., 1967. AC demagnetization of rocks: analysis of results, in *Methods in Palaeomagnetism*, pp. 254–287, eds Collinson, D. W., Creer, K. M. & Runcorn, S. K., Elsevier, New York.

Appendice 15

Geophys. J. R. astr. Soc. (1984) 77, 839–845

A Devonian palaeomagnetic pole for Armorica

H. Perroud and N. Bonhommet *CAESS, Institut de Géologie, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex, France*

Received 1983 October 21; in original form 1983 July 15

Summary. The palaeomagnetic study of Siluro–Devonian redbeds of the San Pedro formation, at Cabrillanes, Asturias, Spain, reveals a high temperature and pre-tectonic magnetization determined by intersection of great circles as well as conventional averaging (Fisher). This magnetization is carried by the haematitic pigment and is therefore of chemical and post-depositional origin. The formation mean direction ($D = 113°$, $I = +34°$, $\alpha_{95} = 10°$) is interpreted as representing a record of a Devonian palaeofield. The corresponding pole after correction for the opening of the Bay of Biscay and the tectonic closure of the Ibero–Armorican arc is in good agreement with contemporaneous European poles, confirming that the Armorica plate had already joined the Laurentia–Baltica assembly at that time.

Introduction

In order to explain the first palaeomagnetic data obtained within the European and North American late Palaeozoic orogenic belts, Van der Voo (1982) has introduced a new plate, called Armorica, allowed to move independently between the three major plates involved in the geodynamic processes of the assembly of Pangaea (Laurentia, Baltica and Gondwana). The geographic extent and the Palaeozoic evolution of this element have yet to be defined more precisely, especially for the Ordovician–Devonian time span where only a few data are available. We report here a palaeomagnetic result from redbeds (San Pedro Formation) having a stratigraphical age spanning the Siluro–Devonian boundary and sampled in the Asturian arc in Spain. For a synthesis of the data available at present for the Armorica plate, we refer the reader to Perroud, Bonhommet & Van der Voo (1983). The present study has been conducted to test the relationships between structural parameters and palaeomagnetic directions in a plunging fold as well as to determine a palaeopole. The magnetizations reported here present a positive fold test and satisfy all the quality criteria usually required for palaeomagnetic synthesis, and are therefore considered to be usable for geodynamic considerations.

Geological setting

The sampling area (Fig. 1) (locality of Cabrillanes, south limb of the Asturian arc, northern Spain) belongs to the tectonic setting of the Ibero–Armorican arc, a large-scale geological

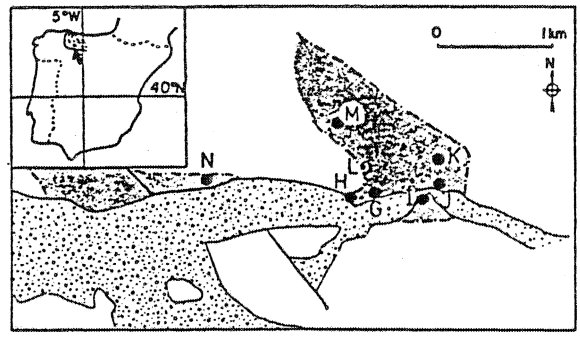


Figure 1. Schematic map of the sampling area, showing the sites (black dots) distributed all around the cartographic nose of a plunging fold, within the San Pedro Formation (darked area). The fold is partially overlain by recent alluvian (dotted areas). Inset is a map of Spain showing the Asturian arc and the locality of Cabrillanes (arrow).

feature connecting the Iberian and Armorican Massifs across the Bay of Biscay. The evidence which has identified that structure is palaeontologic as well as stratigraphic, petrographic and tectonic (Matte 1974; Cogné 1971; Paris & Robardet 1977). Previous palaeomagnetic studies (Ries, Richardson & Shackleton 1980; Perroud & Bonhommet 1981) have shown that this arc had a partially secondary (tectonic) origin representing 80° of the total 150° of arc (Perroud & Bonhommet 1981) and a residual primary curvature of about 70°, inherited from the Precambrian basement. Any palaeomagnetic result from the Iberian Meseta predating the tectonic closure of the arc must therefore be corrected for the proper amount of rotation undergone during the Hercynian deformation. In addition, an independent rotation has occurred during the Mesozoic opening of the Bay of Biscay and palaeomagnetic directions must also be corrected for that 35° rotation (Van der Voo 1969) before any comparison with 'stable Europe' data can be made.

The Asturian arc forms the inner part of the Ibero–Armorican arc. Structural studies (Julivert 1971; Bonhommet *et al.* 1981) have shown that folding has occurred in two phases. The older (Middle Carboniferous) cylindrical folds, tangential to the arc, have been reshaped by later, radial, folds associated with the tectonic closure of the arc, resulting in interference patterns. The eight sites (56 samples) studied here are distributed all around the cartographic nose of a plunging fold (Fig. 1), in order to investigate possible unfolding procedures. The San Pedro Formation consists of quartzitic beds with a high haematite content (10–67 per cent). Beds are composed of detrital well-rounded quartz grains often coated as haematitic ooids. The original cement (quartz) is often replaced by haematite, which means that this haematite post-dated the deposition of the rock. No evidence has been found for strain inside the beds.

Palaeomagnetic measurements

Natural remanent (NRM) measurements have been performed with a computer-assisted Schonstedt spinner magnetometer. Alternating field (AF) and thermal demagnetizations have been done with Schonstedt equipment. Both these treatments were performed in field-free space with residual fields lower than 10 nT. Chemical demagnetization has been executed following the Park's (1970) procedure. No field-free space was available for storing samples during leaching. To check viscous effects, sample orientations were inverted from one step to another. This method lead to oscillations in the vertical projection of the Zijderveld demagnetization diagrams (in sample coordinates), but avoids any systematic

deviation of viscous origin. After a laboratory viscosity test (Thellier & Thellier 1959), showing very low short-period viscosity coefficients (< 5 per cent), all samples have been subjected to progresive thermal, chemical and AF demagnetizations. The results have been displayed and graphically interpreted on Zijderveld diagrams, and analysed by the great circle method (Halls 1978) when necessary. Where two procedures have been performed on the same sample (on duplicate specimens), simultaneous interpretation of the data has given one determination for a component of magnetization within a sample. As AF demagnetization had little effect on the NRM, measurements have been concentrated on thermal (46 specimens) and chemical procedures (30 specimens).

Results

The following behaviour has been observed, varying from site to site:

(1) In sites G, H, I and K, only one component of magnetization appeared, with a regular progression of the vector end-points towards the origin in Zijderveld plots, for chemical as well as for thermal procedures. Characteristic directions are very well clustered within each site ($k > 100$).

(2) In sites L, M, N the NRM is clearly of a bivectorial nature. Two components of magnetization can be obtained from linear segments (graphical determination) in the Zijderveld plots (Fig. 2). The thermal and chemical spectra do not seem to overlap entirely since the curves reveal angular bends. The direction of the high-temperature component (> 650°C) is the same as the direction first removed during leaching (< 500 hr) (Fig. 2) and is associated with the pigment which disappears completely during leaching. This is the only one self-consistent component within each site ($k > 40$) and is thought to be the charateristic one.

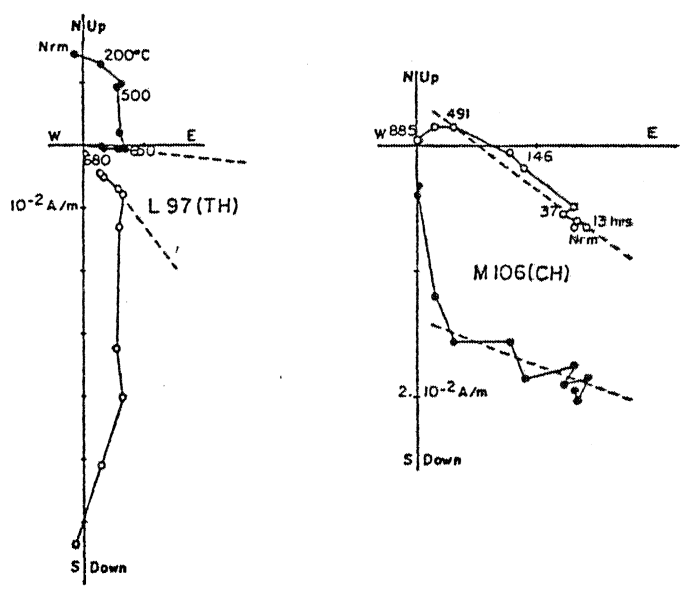


Figure 2. Zijderveld vector end-point diagrams for a thermal (left) and a chemical (right) demagnetization from sites where two components are present. The full (open) dots are for the projection into the horizontal (vertical) plane. Data are shown after tilt correction. The dashed lines represent the characteristic component.

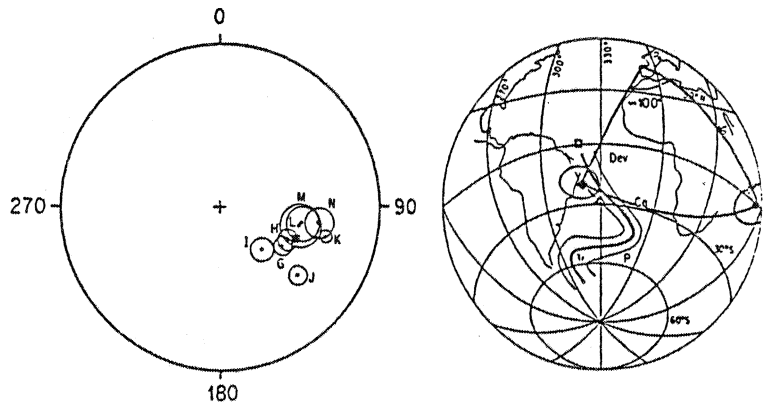


Figure 3. Left: stereographic projection of the site-mean directions after cleaning and tilt correction. ▪ represents the formation mean direction. Right: comparison of the European polar wander path with the Cabrillanes result (• before, ♦ after geodynamic rotations). ▫ and △ represent the two areas of concentration of the European Lower Devonian poles as described in the text.

(3) In site J, Zijderveld plots reveal only one linear trend but this generally does not go towards the origin. This indicates at least two components of magnetization which we are unable to separate completely. The 'apparent' component (the one which corresponds to the linear trend) could be either one of them, isolated by the treatments, or a mixture of both. Great circle analysis allows the determination of one magnetization plane for each sample, in the case of two non-(anti) parallel components (Halls 1978). These planes intersect fairly well (quality factor $Q = 7 \times 10^{-6}$); the direction of intersection is statistically identical to the 'apparent components' Fisherian mean direction. We will therefore use that last direction with its circle of confidence as the mean characteristic direction for this site. As the planes diverge, the other component must be random in direction and will not be discussed further.

The eight site-mean directions (Fig. 3) with their statistical parameters are given in Table 1. Considered together, they show a positive fold test (k increases from 9 to 30 upon application of the tilt correction), significant at the 95 per cent confidence level. The mean direction is $D = 113°$, $I = +34°$, $\alpha_{95} = 10°$. In spite of the complete and detailed procedures and the good consistency of the results, the possibility remains that the characteristic magnetization are not completely cleaned. As a matter of fact, in some sites, the within-site characteristic direction distribution presents a 'streaking' that could correspond either to a

Table 1. Site-mean results of the palaeomagnetic analysis.

	Before/after tilt correction							Strike	Dip
Site	N	D	I	D	I	k	α_{95}		
G	7	120	−31	121	+40	122	05	202	72 NW
H	7	132	−09	115	+39	102	06	265	71 N
I	8	147	−32	134	+49	60	07	272	83 S
J	7	~132	−33	130	+24	148	05	203	60 NW
K	6	107	−28	105	+20	489	03	165	55 W
L	6	102	−34	103	+35	41	12	141	84 NE
M	7	77	−02	101	+34	41	10	113	77 S
N	8	113	+15	99	+25	62	07	272	38 N
Mean	8	116	−21			9	–		
Mean	8			113	+34	30	10		

small dispersion in a plane of simply to an insufficient number of data points. However, best-fitting planes for these sites converge (and only after tilt correction) towards a direction identical to the formation-mean direction. Thus, even if a small dispersion may be attributed to the presence of an unresolved parasitic magnetization, we are confident that our estimate of the formation-mean direction is valid.

Discussion

As mentioned earlier, the characteristic magnetization is probably carried by haematitic pigment since the colouration disappears together with the magnetization during the chemical leaching. A chemical post-depositional origin is therefore inferred. On the other hand, the site-mean directions pass a fold test at the 95 per cent confidence level. Various unfolding models, taking into account a plunging fold axis, have been reported by Perroud & Cobbold (1984) but none of them led to definitive improvement of data grouping. A synstectonic origin has also been tested by using different amounts of partial unfolding but the k values for the eight site-mean directions never reached the 100 per cent tilt corrected level of 30. The age of the magnetization can therefore be assigned with confidence to the Lower Devonian–Middle Carboniferous time span. Early Carboniferous results from San Emiliano (Bonhommet *et al.* 1981), which is situated a few tens of kilometres from Cabrillanes, give a significantly shallower inclination ($I = 13° \pm 2$). Other early to Middle Carboniferous data for the Armorica plate (see Perroud & Bonhommet 1983, for a compilation) always reveal inclination lower than 20°. We can therefore assume that the magnetization in the San Pedro Formation has been acquired earlier than this period and must be of Devonian age. In the present state of knowledge about the development of haematitic pigment in redbeds (see Elmore & Van der Voo 1982 for a discussion) we are not able to restrict this interval further. However, no special event within the Devonian could be associated with haematite precipitation, and we prefer an acquisition time shortly after consolidation. We therefore consider the whole Devonian as a possible period for remanence acquisition, but we give the highest probability to an early Devonian age of the characteristic magnetization.

Although simple tilt correction on beds from a plunging fold (the plunge reaches 65° in some sites) could introduce declination errors, we estimate that the distribution of our sampling sites all around the nose of the fold leads to a rough cancellation of errors. This is probably one of the causes of the dispersion of the site-mean directions, as noticed by Perroud & Cobbold (1984), but is taken into account in the determination of α_{95} (= 10°).

Eastwards directions such as these reported here ($D = 113°$) are not uncommon in this region and have led to the recognition of the partially tectonic origin of the Ibero–Armorican arc. To compare our result with other European data, we first need to correct for this effect and also for the opening of the Bay of Biscay, which has resulted in a decrease of the declination by 35° (Van der Voo 1969). The former correction is done using the preliminary model proposed by Perroud & Bonhommet (1981) for the pre-orogenic shape of the Ibero–Armorican arc. Thus we obtain a corrected direction of magnetization $D = 209°$, $I = +34°$ for a locality situated at 44°N and 349°E. This corresponds to a palaeomagnetic pole at 22°S and 319°E ($dp = 6°$, $dm = 11°$). This pole is in fairly good agreement with available European poles for the same period (Fig. 3). In fact, it falls between a group consisting mostly of Siluro–Devonian poles for Great Britain (clustered about a mean pole at 0°N, 320°E) and a group consisting of poles from other parts of stable Europe (East Germany, Checkoslovakia, Scandinavia and the Russian Platform), concentrated about a mean pole at 30°S, 330°E. On the other hand, it does not fit in with the proposed apparent polar wander paths for Gondwana, whatever the path (McElhinny & Embleton 1974 or Morel & Irving 1978).

Conclusions

The magnetization revealed in the red beds of the San Pedro Formation represents a (probably early) Devonian palaeofield and has recorded geodynamic rotations during the Hercynian orogeny (tectonic closure of the Ibero–Armorican arc) and during the opening of the Bay of Biscay. The palaeomagnetic pole calculated after the necessary corrections for these rotations shows a close affinity with other (more northerly) European data. We therefore conclude that the Armorica microplate, which was part of Gondwana in the Early Palaeozoic (Van der Voo 1982), had joined the northern continents (Laurentia–Baltica assembly) sometime before or during the Devonian, and has since moved as part of Europe. The palaeolatitude of 18°S, corresponding to the inclination of +34° in a reverse field ($D = 209°$), is also similar to Devonian results from Nova Scotia and the Acadian displaced terraines of the east coast of the North American continent (Kent & Opdyke 1978; Johnson & Van der Voo 1983). This suggests that by Devonian times, Europe, North America and mobile belts of Armorica were closely assembled in what will become Pangea after the collision with Gondwana. The large transcurrent motion proposed to have occurred between the American craton and the Acadia displaced terraines has therefore involved Armorica (and Baltica) as well (Van der Voo 1983).

The result obtained here is quite consistent with the pre-orogenic shape of the Ibero–Armorican arc proposed by Perroud & Bonhommet (1981). The secondary (tectonic) part of the present-day curvature is therefore believed to be closer to 80°, as proposed by us, than to 110° as proposed by Ries *et al.* (1980).

Acknowledgments

We wish to thank P. Roperch, who carried out a large part of the laboratory measurements, and P. Cobbold for providing a structural map of the sampling area. We are also grateful to R. Van der Voo for fruitful discussions and suggestions about the data, as well as for a critical reading of the manuscript. This work has been supported by a grant of INAC through its national programme 'ATP Géodynamique'.

References

Bonhommet, N., Cobbold, P. R., Perroud, H. & Richardson, A., 1981. Paleomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian arc (Spain), *J. geophys. Res.*, 86, 1873–1887.

Cogné, J., 1971. Le Massif Armoricain et sa place dans la structure des socles Ouest-Européens: l'arc Hercynien Ibero-Armoricain, in *L'histoire structurale du Golfe de Gascogne*, tome I, IFP édition, II–I–II–23.

Elmore, D. J. & Van der Voo, R., 1982. Origin of hematite and its associated remanence in the Copper Harbor Conglomerate (Keweenawan), Upper Michigan, *J. geophys. Res.*, 87, 10 918–10 928.

Halls, H. C., 1978. The use of converging remagnetization circles in palaeomagnetism, *Phys. Earth planet. Int.*, 16, 1–11.

Johnson, R. & Van der Voo, R., 1983. Paleomagnetism of the Mid–Devonian Fisset Brook Formation, Cape Breton island, Nova Scotia, *Eos, Trans. Am. geophys. Un.*, 64, 216.

Julivert, M., 1971. L'évolution structurale de l'arc Asturien, in *L'histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, tome 1, IFP édition, 12–1–12–28.

Kent, D. V. & Opdyke, N. D., 1978. Paleomagnetism of the Devonian Catskill redbeds: evidence of the motion of the coastal New-England–Canadian Maritim region relative to cratonic North America, *J. geophys. Res.*, 83, 4441–4450.

McElhinny, M. W. & Embleton, B. J. J., 1974. Australian palaeomagnetism and the Phanerozoic plate tectonics of Eastern Gondwana, *Tectonophys.*, 22, 1–29.

Matte, P., 1974, Raccord des segments hercyniens d'Europe Sud-Occidentale. Franz Kossmatt Symposium, *Nova Acta Leopoldina*, 224, 239–262.

Iorel, P. & Irving, E., 1978. Tentative palaeocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic, *J. Geol.*, 86, 535–561.

aris, F. & Robardet, M., 1977. Paleogeographie et relations Ibero-Armoricaines au Paleozoique anté-Carbonifère, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 19, 5, 1121–1126.

'ark, J. K., 1970. Acid leaching of redbeds and the relative stability of the red and black magnetic components, *Can. J. Earth Sci.*, 7, 1088–1092.

'erroud, H. & Bonhommet, N., 1981. Palaeomagnetic of the Ibero-Armorican arc and the hercynian orogeny in Western Europe, *Nature*, 292, 445–448.

'erroud, H. & Bonhommet, N., 1983. Paleomagnetic evidence for lithospheric deformation in the European Hercynian foldbelt, 18th I.U.G.G., Hambourg prog. and abst., vol. 1 : 104.

'erroud, H., Bomhommet, N. & Van der Voo, R., 1983. Geographic extent and paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data, *I.A.G.A. Bull.*, 48, 172.

Perroud, H. & Cobbold, P. R., 1984. L'aimantation rémanente comme marquer de la déformation: example d'un pli à axe incliné dans les séries rouges siluro-dévoniennes à Cabrillanes, Asturies, Espagne, *Bull. Soc. géol. Fr.*, submitted.

Ries, A. C., Richardson, A. & Shackleton, R. M., 1980. Rotation of the Iberian arc: paleomagnetic results from North Spain, *Earth planet. Sci. Lett.*, 50, 125–135.

Thellier, E. & Thellier, O., 1959. Sur l'intesité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Annls Géophys.*, 15, 285–376.

Van der Voo, R., 1969. Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula, *Tectonophys.*, 7, 5–56.

Van der Voo, R., 1982. Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics, *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, 10, 191–200.

Van der Voo, R., 1983. Paleomagnetic constraints for the assembly of the Old Red Continent, *Tectonophys.*, 91, 271–283.

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 12, NO. 1, PAGES 45-48, JANUARY 1985

Appendice 16

PALEOMAGNETISM OF LATE PALEOZOIC IGNEOUS ROCKS FROM SOUTHERN PORTUGAL

H. Perroud[1], N. Bonhommet[1] and A. Ribeiro[2]

[1]C.A.E.S.S. (LP 4661) Laboratoire de Géophysique Interne, Université de Rennes 1 35042, Rennes Cédex, France.

[2]Serviços Geologicos de Portugal, Rua Academia das Ciencias 19-20, Lisboa-2,Portugal

Abstract. The Upper Devonian Beja Gabbro yields a stable characteristic magnetization with dual polarities. Inclinations are moderate to steep, while declination vary systematically along the arcuate trend of the Massif, suggesting pretectonic magnetization and oroclinal bending. The inclination differs from those of other Devonian results from Europe suggesting a separation between Southern and Northern Iberia. Lower Carboniferous volcanics from the "Pyrite Belt" were remagnetized in Middle Carboniferous, but a few sites were found with a high temperature component which might represent the primary magnetization. The paleolatitudinal movement computed from these magnetizations is in excellent agreement with that of Africa from Late Devonian to Middle Carboniferous. We suggest therefore that southermost parts of Spain and Portugal were part of Africa until the final collision events of the Hercynian orogeny.

Introduction

Recent improvement in the paleomagnetic database for Western Europe (Perroud et al., 1984) has indicated Gondwanian affinities for most of Hercynian Europe in the Lower Paleozoic, while Northern Europe appears to have been close to the Laurentian shield. This has been clearly established by the determination of a near-polar Late-Ordovician paleolatitude for the Thouars Massif, Brittany, suggesting close proximity of Brittany and Africa, (Perroud and Van der Voo, 1984) in agreement with paleontological evidence (Wittington and Hughes, 1972). Whether Hercynian Europe was transferred from Gondwana to Laurentia-Baltica as part of an intervening microplate (called Armorica by Van der Voo, 1979), or by convergence of the major continents, depends upon which of the two discordant Devonian paleomagnetic results for Africa is correct. The Msissi norite pole (Hailwood, 1974) implies that the northern margin of the Gondwanian assembly was much further south than the southern margin of Europe in the Late Devonian, with a 30° ocean to close before the Middle Carboniferous main Hercynian events. On the other hand, recent paleomagnetic results for Devonian redbeds from Mauritania (Kent et al., 1984) imply that Africa would already be in contact with Europe at that time. Our contribution in this paper will be to consider new Late Devonian-Early Carboniferous paleomagnetic data from Southern Portugal, a key area thought to lie along the Hercynian suture zone between Laurasia and Gondwana (Lefort, 1983), presenting particular paleogeographical characteristics (Robardet, 1976).

Copyright 1985 by the American Geophysical Union.

Paper number 4L6327.
0094-8276/85/004L-6327$03.00

Sampling and procedures

In the Beja-Evora-Elvas region located near 38° N and 8°W (Fig. 1) several magmatic complexes of mafic to acid composition are found, which are intrusive into Middle Devonian (and older) sediments of "Ossa Morena Zone" (Lotze, 1945), deformed during an Acadian event. The Beja Gabbro, which is one of the mafic complexes, is exposed at the southern limit of this domain in a 50-100km wide curved belt. It is partly overlain by undeformed limestones, paleontologically dated as Middle/Late Devonian (Conde and Andrade, 1974). Six sites (82 cores) were sampled in the Gabbro by drilling 25mm cores in the field, oriented with both magnetic and sun compasses. South of the Beja Gabbro, in the "South Portuguese Zone", Upper Devonian quartzites and phyllites are overlain by a volcanic-siliceous complex, with massive sulfide deposits of Tournaisian and Lower Visean age (Carvalho, 1971) known as the "Pyrite belt". A Lower and Middle Carboniferous flysch sequence with a thickness up to 5 km ends the Paleozoic sequence. Sampling was done in the volcanics (6 sites, 60 cores) and in Late Devonian red phyllites (2 sites, 17 cores) exposed in the two limbs of the Pomarão anticline (Fig. 1). We also include here unpublished results obtained by R. Van der Voo (personal communication) (site G, Table 1) in the same volcanics sampled on the other side of the Spanish-Portuguese border (Pueblo de Guzman). In the volcanics and red sandstones, we have generally been able to measure the bedding attitude. However, two dikes which stand vertically, are assumed to be almost unrotated (sites PC and G). In the Beja Gabbro, there is no absolute evidence of tilt. However, all sites except PF show an inclined magmatic layering that we did measure in the field. No internal deformation is apparent in the gabbro but the volcanic sites, with the exception of the two dykes, have undergone cleavage development.

In the laboratory, cores were sawed into standard paleomagnetic samples and measured with the Schonstedt computer-assisted spinner magnetometer at the University of Rennes. The weakest samples were measured with the ScT cryogenic magnetometer of the University of Michigan. Alternating field (af) or thermal progressive demagnetization was conducted with Schonstedt equipment (often both were done on companion specimens). Results were displayed on orthogonal projections and graphically interpreted. When necessary, great circle analysis (Halls, 1978) was used.

Paleomagnetic results

The gabbroic samples reveal a strong magnetization ($\sim$1 A/m) and a very weak short-period viscosity (<10%). Upon both af and thermal demagnetization, they usually show a regular decay towards

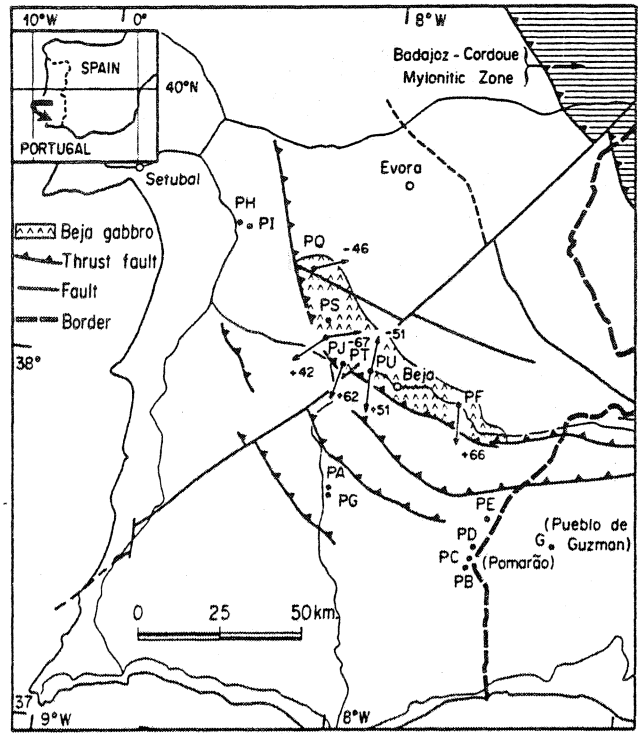


Fig. 1 - Site locations and paleomagnetic results for the Beja gabbro. Numbers are the inclinations. The directions of arrows are the declinations.

the origin (see samples PF 68 et PT 114, Fig. 2), after removal of a soft random component. Because the directions determined by thermal and af demagnetization were in excellent agreement, we have combined them to determine the site-mean directions (Tab.1,Fig.1). In some sites high-temperature components are present in the same sample with antiparallel directions (e.g. samples PU3 and PU12, Fig.2). Partial overlapping of the stability spectra of the two antiparallel components can make it difficult to recover the actual magnetization direction. Usually, thermal demagnetization was more efficient and allowed in most sites recovery of the same characteristic component as in the one polarity sites.

The Lower Carboniferous volcanics show a more complex magnetization. Up to three components can be recovered from the demagnetization (Fig.2, bottom). The softest component is usually parallel to the present day field. A second component, southeast and shallow, is present in all the sites (except site PH where the soft present-day field component is dominant) at intermediate fields and temperatures. Finally, in the two dikes (sites PC and G), which seem to have escaped the penetrative deformation evident in the volcanic sites, a third high-temperature, high coercivity component is present, with a northeast, moderately upward direction. In site G, this component appears very clearly as an alignment of points towards the origin (Fig.1), while in site PC it appears as a large overshoot of the origin on the demagnetization diagrams. Great-circle analysis shows that the demagnetization trajectories are identical in the two sites, but the weakness of the magnetization ($\sim 10^{-4}$ A/m) for site PC made it impossible to isolate this component.

The two red phyllites sites reveal a disappointing present-day field magnetization associated with a large (50%) short period viscosity resulting in unstable demagnetization. However, a few samples from sites PD reveal the same southeast shallow components as the volcanics above 400°C.

Discussion

As mentioned above, dual polarities are present in three Beja Gabbro sites (Table 1). They are strictly antiparallel in site PU, slightly deviating in site PJ and largely offset in site PS (by about 60° ; we consider that separation has not been achieved in site PS and we have eliminated it from further discussion. The presence of antiparallel components in individual samples is consistent with an acquisition of magnetization during the slow cooling of a large plutonic massif. We argue therefore that the characteristic magnetization of the Beja Gabbro is likely to be a primary TRM, carried by magnetite (maximum unblocking temperatures about 570°C). In our interpretation of the In Situ site-mean directions (Fig.1) we emphasize the following points : (1) If we impose uniform polarity on all directions, inclinations are rather constant, between 42° and 67°. The mean inclination is 55°±10 (N=7). On the other hand, declinations are scattered, from 176° to 253°. The striking feature is that the declinations follow the arcuate shape of the Massif (Fig.1). This suggests that the magnetization has recorded an oroclinal bending of the Massif, which implie a pre-orogenic acquisition of the stable remanence. As a consequence of the oroclinal rotations, we cannot

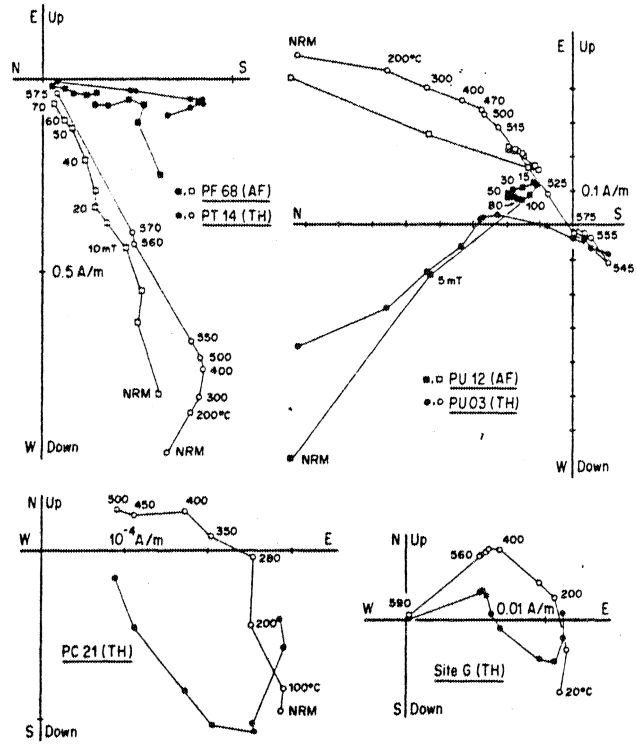


Fig. 2 - Orthogonal projections (In Situ coordinates) of the demagnetization trajectories. Close (Open) symbols are for the projection onto an horizontal (vertical) plane. Top : Beja Gabbro. Bottom : Lower Carboniferous dikes.

evaluate the paleomagnetic pole corresponding to these directions but only the paleolatitude of the Beja Massif (36°S). If we use the arithmetic standard deviation as an error, the paleolatitude of the Beja Massif can be constrained to the range 27°-47°S. (2) Tilt control in plutonic bodies is always a serious problem. The consistency of directions over a large sampling area rules out local differential tilting in the Beja Massif, but it cannot preclude the possibility of an overall tilt of the whole Massif. The magmatic layering in the Beja Massif could tentatively be considered as a marker of the paleohorizontal, assuming gravitational differentiation during cooling. A "tilt" correction applied to the In Situ measurements yields inclinations in the range 3-66°, with a mean 29° ± 23 (N=7), that we can compare with the previously calculated mean inclination (55 ± 10). However, the standard deviation is considerably higher after the correction, leading to a negative "foldtest". Not unexpectedly, we can conclude that the site-mean magnetic directions are not related to the orientation of the magmatic layering (see also Sallomy and Piper, 1973). In view of the other evidence we have for the primary origin of the magnetization, we are inclined to believe either that the magmatic layering does not represent a paleohorizontal, or that tilting occurred above the Curie temperature.

Seven out of nine sites of the volcanics and red sandstones have the southeast and shallow component. Using for calculation of the mean direction only those sites with acceptable within-site dispersion (k>10), we obtain an In Situ mean direction of D= 151°, I= +24°, k= 41, α_{95}= 12° (N=5) Tilt correction increases the dispersion (k decreases from 41 to 14). The inclination of this secondary magnetization (+24°) implies an age of acquisition older than Triassic and thus its direction has recorded the Cretaceous rotation of Iberia. After correction for the opening of the Bay of Biscay (Van der Voo, 1969), it gives a paleomagnetic pole situated at 37°S, 343°E, which corresponds exactly to the Middle Carboniferous European paleomagnetic pole (Westphal, 1976). We therefore interpret this component as an overprint acquired during the Hercynian orogeny.

The high-temperature, high-coercivity component present in sites G and PC, can tentatively be considered as the primary, i.e. Lower Carboniferous magnetization of the volcanics. The inclination (Table 1, site G, -40°) is intermediate between that of the older primary component of the Beja Gabbro and that of the Middle Carboniferous overprint of the volcanics. We will tentatively accept it as a usable paleomagnetic result but we must keep in mind that it will have to be corroborated by further work on Lower Carboniferous rocks from southern Iberia.

Geodynamic implications

Late Devonian and Early Carboniferous paleomagnetic results from Southern or Central Europe are characterized by shallow inclinations (< 30°). Similarly, expected directions at the Beja locality deduced from the paleomagnetic poles for Northern Europe (French, 1976) would have inclinations of 35° for the Late Devonian, and 30° for Early Carboniferous. Granted the assumption that no tilt occured, as suggested by the negative foldtest, the Beja Gabbro result (|I| = 55°) and the tentatively-determined direction from the volcanics (|I| = 40°) do not fit this pattern. They indicate a separation of Northern and Southern Iberia by approximatively 15° in latitude in the Late Devonian. This is in accordance with other paleogeographical arguments (Robardet, 1976) that suggest the independence of Southern Portugal and Spain from Northern Iberia as well. Moreover, the Porto-Badajoz-Cordoba shear zone, which lies just north of the Beja-Evora-Elvaz intrusive complex, may represent a Paleozoic plate boundary (Bard et al., 1973; Lefort and Ribeiro, 1980). Thus Southern Iberia has had a different tectonic history than the rest of Iberia and we propose that Beja limits the maximum southern extent of the Armorica microplate (Perroud et al., 1984).

Original affinities of the Southern Iberia zone can be inferred from its Late Devonian paleolatitude. At that time, Laurentia, Baltica and Armorica were already assembled (Perroud et al., 1984) in latitude north of 20°S (French, 1976 ; Bachtadse et al., 1983 ; Perroud and Bonhommet, 1984). For Gondwana, two possibilities exist, corresponding to the two discordant Devonian poles (Msissi Norite and Mauritania red sediments). Our new results favor the Msissi pole, placing Southern Iberia latitudinally close to Africa in the Late Devonian. It is possible however that it was already an independent domain (an island arc for example) and that its northward migration preceded the north-

Table 1 Site-mean paleomagnetic results.

Rock type	Site	N	In Situ components of magnetization Dec	Inc	k	α95	Bedding or magmatic layering strike	dip
BG	PF	17	176	+66	40	6	-	-
	PJ	10	230	+42	600	2	148	29
	PJ	11	74	-67	180	4	148	29
	PQ	10	71	-46	20	11	177	5
	PS	4	215	+38†	38	15	131	19
	PS	9	95	-47†	34	9	131	19
	PT	14	193	+62	85	5	109	24
	PU	17	6	-51	54	5	122	51
	PU	8	181	+51	15	15	122	51
LCV	PA	9	170	+26	34	9	305	58
	PC	6	145	+16	51	10	-	-
	PE	6	128	+27†	5	34	272	62
	PG	10	113	+60†	6	18	-	-
	PH	9	343	+46†	7	18	358	88
	PI	5	155	+31	35	13	359	54
	G	7	144	+30	15	16	-	-
	G	4	48	-40	46	14	-	-
RP	PB	8	356	+62†	38	9	138	95
	PD	4	144	+16	45	14	277	40

N is the number of entries in the statistics, k the dispersion parameter and α95 the radius of the circle of confidence at the 95% level.† are the directions not used in the averaging ; site PS is rejected because it fails the reversal test
BG:Beja Gabbro. LCV:Lower Carboniferous Volcanics
RP:Red Phyllites.

ward migration of Gondwana. The other interesting point is that the pole from Mauritania (Devonian Gneigiura - Dikel formation ; Kent et al.,1984) indicates very different histories of latitudinal motion for Gondwana and unless large longitudinal movements are envisioned between Europe and Africa, this pole (which could well be a Permian remagnetization) leads to improbable geotectonic motions.

Acknowledgements. We are indebted to Prof. Van der Voo for his authorization to use unpublished results (Pueblo de Guzman volcanics) and for the use of the cryogenic magnetometer in his laboratory. The Serviços Geologicos de Portugal supported completely the logistics of one field trip and we especially thank J. Barroso for efficient help in collecting samples. M. Robardet provided helpful comments on the geological control and M. Jackson greatly improved the style of the text. This work was supported by INAG through the A.T.P. Géodynamique national program, grant 45.84.

References

Bachtadse, V., F. Heller, and A. Kröner, Paleomagnetic investigations in the Hercynian mountain Belt of Central Europe, Tectonophysics,91, 285-299, 1983.

Bard, J.P., R. Capdevila, P. Matte and A. Ribeiro, Geotectonic model for the Iberian variscan orogen, Nature Phys. Sc., 241, 50-52, 1973.

Carvalho, D., The mettalogenic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of Southern Portugal, Estudos, Notas e Travalhos do Serv. Fomento Mineiro, 20, 297-320 1971.

Conde, L., E. N., and A. A. Andrade Soares de, Sur la faune meso et/ou néodevonienne des calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja), Memorias e Noticias, 78, 141-145, 1974.

French, R.B., Lower Paleozoic paleomagnetism of the North American craton, Ph.D Thesis, 159 pp, University of Michigan, 1976.

Hailwood, E.W., Paleomagnetism of the Msissi Norite (Morocco) and the Paleozoic reconstruction of Gondwanaland, Earth Planet Sci. Lett., 23, 376-386, 1974.

Halls, H.C., The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism, Phys. Earth Planet Int., 16, 1-11, 1978.

Kent, D.V., O. Dia, and J. M. A. Sougy,Paleomagnetism of Lower-Middle Devonian and Upper Proterozoic-Cambrian (?) rocks from Mejeria (Mauritania West Africa), in Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism, edited by R. Van der Voo, C.R. Scotese and N. Bonhommet, Geodynamic series, 12, 99-115, A G U, Washington D.C., 1984.

Lefort, J. P., A new geophysical criterion to correlate the Acadian Hercynian orogenies of Western Europe and Eastern America : Geol. Soc. America Memoir, 158, 3-18, 1983.

Lefort, J. P., and A. Ribeiro, La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan Paléozoique sud-armoricain ? Bull. Soc. Géol. France, 22, 455-462, 1980.

Lotze F., Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, Geotek.Forsch, 6, 78-92, 1945.

Perroud, H. and N. Bonhommet, A Devonian Paleomagnetic pole for Armorica, Geophys. J. R. Astr. Soc., 77, 839-845, 1984.

Perroud, H., R. Van der Voo and N. Bonhommet, Paleozoic evolution of the Armorica Plate on the basis of paleomagnetic data, Geology, in press, 1984.

Perroud, H. and R. Van der Voo, Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée Province, France. J. Geophys. Res., in press,1984.

Robardet, M., L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoique inférieur : Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, Série D, 283, 999-1002, 1976.

Sallomy, J. T. and J. D. A. Piper, Paleomagnetic studies in the British Caledonides - II - The younger gabbros of Aberdeenshire, Scotland,Geophys. J. R. Astr. Soc., 34, 13-26, 1973.

Van der Voo, R., Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula, Tectonophysics, 7, 5-56, 1969.

Van der Voo, R., Paleozoic assembly of Pangea. A new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian, Hercynian orogenies (abstract), E O S, Trans., AGU, 60, 241, 1979.

Westphal, M., Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée Occidentale. Thèse, 304pp, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 1976.

Whittington, H. B., and C. D. Hughes, Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobites distribution, Phil. Trans. R. Soc. London, 263, 235-278, 1972.

(Received July 23, 1984 ;
Revised October 12, 1984 ;
Accepted October 14, 1984.)

QUATRIEME PARTIE : CONTRIBUTIONS DU PALEOMAGNETISME A LA RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DES REGIONS IBERO-ARMORICAINES.

Au cours de ce travail, un grand nombre de résultats paléomagnétiques nouveaux ont été obtenus sur les régions Ibéro-Armoricaines, par moi-même ainsi que par d'autres auteurs (cf. par exemple la bibliographie de l'appendice 13). L'utilisation de ces résultats dans les problèmes géodynamiques se fait à deux niveaux:

- Au niveau régional, d'abord, il est possible de considérer la cohérence du lot de données, et d'en déduire la localisation de sutures (discontinuité des inclinaisons), ou des effets de rotations.

- Au niveau global, ensuite, pour proposer des reconstructions continentales et des schémas d'évolution géodynamique (paléogéographie).

Autant la première utilisation aboutit à des conclusions dont la fiabilité est directement corrélée à celle de ces nouvelles données, autant la deuxième peut aboutir à des schémas absolument hypothétiques, étant donné la nécessité d'utiliser des données de comparaison dont la fiabilité n'est pas toujours satisfaisante. Il est normal et même souhaitable de chercher à comparer toute nouvelle donnée avec l'ensemble pré- existant. Cette situation est donc actuellement inévitable. L'espoir réside donc dans la persévérance des paléomagnéticiens, car seule l'intensification du nombre et l'amélioration de la qualité des études paléomagnétiques pourra dans l'avenir nous sortir de cette situation.

En ce qui concerne ce travail, les conclusions régionales ont trait principalement à l'origine de l'arc Ibéro-Armoricain. Elles sont traitées dans l'appendice 17, et étendues aux autres régions hercyniennes d'Europe dans l'appendice 19. Les conclusions obtenues sont indépendantes de références externes: elles mettent en valeur la nature partiellement secondaire de l'arc Ibéro-Armoricain, acquise par serrage au Carbonifère Supérieur d'un arc pré-existant. Des effets de rotation analogues en Europe Occidentale et Centrale semblent généralisés pendant cette période. J'ai proposé qu'ils résultaient de l'accomodation du raccourcissement continental, consécutif à la collision entre Gondwana et Laurussia (Appendice 19). D'autre part, j'ai été amené à proposer que la Meseta Ibérique était formée de la juxtaposition de deux unités indépendantes (Chapitre VI), alors qu'il n'a pas été possible de mettre en évidence de séparation entre la partie Nord de la Meseta et le Massif Armoricain. Au contraire, les courbes de paléolatitude entre l'Ordovicien et le Carbonifère (appendice 13 et chapitre VI) sont tout à fait similaires pour ces deux régions.

L'aspect global est illustré par les appendices 18 et 20. Ces essais de reconstitutions géographiques utilisent bien d'autres données que celles relatives aux régions Ibéro-Armoricaines, et la solidité des schémas proposés en est donc affectée. Les découvertes récentes (Irving et Strong, 1985: Kent et Opdyke, 1985) remettent en question même la paléogéographie du craton

Nord-Américain. Quand à la courbe de dérive du pôle du Gondwana pour le Paléozoique, elle est actuellement au centre d'une discussion et de nouvelles données sont présentées régulièrement (Bachtadse et al., 1984; Hurley et Van der Voo, 1985; Hargraves et Dawson, 1985). Il est donc bien difficile de situer les régions étudiées dans ce contexte mouvant. Je me suis pourtant efforcé de le faire et je vais résumer ici les traits majeurs, qui me paraissent solidement établis, de l'évolution géodynamique des continents péri-Atlantiques au cours du Paléozoique:

- 3 masses continentales principales (Laurentia, Baltica, Gondwana) sont concernées. Leurs évolutions vont conduire à la formation de la Pangée permienne, au travers d'un certain nombre d'orogénèses (Taconique, Calédonien, Acadien, Alleghenien,... Il semble acquis que l'orogène Calédonien résulte de la convergence entre Laurentia et Baltica, au cours de l'Ordovicien et du Silurien). La situation paléogéographique à l'Ordovicien de ces trois continents permet de tester par le paléomagnétisme l'origine des zones internes de la chaine hercynienne en Europe Occidentale. Il apparait que les régions Ibéro-Armoricaines se situeraient alors au voisinage du pôle Sud, sur la marge du Gondwana, en compagnie d'autres régions comme la côte Est de l'Amérique du Nord ou peut-être le Sud des Iles Britanniques.

- Le Massif Armoricain et la Meseta Ibérique se déplacent vers le Nord de façon tout à fait similaire à partir de l'Ordovicien. Cette unité conforte la notion de microplaque "Armorica", introduite par Van der Voo en 1979. L'extension de cet élément à l'Ordovicien a pu être controlé vers le Nord (appendice 18). Par contre, l'extension vers le Sud reste problématique, étant donné les données contradictoires sur le Gondwana. Il est même possible que "Armorica" n'ait jamais été disjointe du craton! Les données recueillies au cours de ce travail penchent vers une situation différente, ou le Sud de la Péninsule Ibérique serait resté Gondwanien alors que la partie nord en aurait été séparée.

- Cet ensemble armoricain est constitué d'éléments continentaux proches du Gondwana à l'Ordovicien, et accrétés à l'Europe dès le Dévonien. Sa configuration interne reste floue. S'agit-il d'une unité rigide (plaque, ou microplaque) ou d'une juxtaposition de terrains indépendants? Les données obtenues jusqu'à maintenant ne permettent d'exclure aucune possibilité. En particulier, l'idée d'une unité cohérente n'a pu être démentie, malgré le nombre d'études réalisées.

- L'accrétion de l'Europe hercynienne se serait produite en deux temps, si les résultats sud-ibériques sont corrects. Une phase majeure a lieu au Dévonien, concernant la plupart des régions "armoricaines", de part et d'autre de l'Océan Atlantique actuel (évènements acadiens). L'autre phase se produirait au Carbonifère, lors de la collision Gondwana-Laurussia. Cette confrontation de méga-plaques pourrait être à l'origine des déformations carbonifères, mises en évidence en particulier par les déviations observées sur les déclinaisons paléomagnétiques.

Il est intéressant de considérer comment ces conclusions paléomagnétiques s'accordent avec celles dérivées d'autres disciplines. En particulier, l'aspect paléogéographique peut être analysé au travers des méthodes bio-stratigraphiques, et les problèmes tectoniques par l'étude des structures géologiques résultantes. Force est de constater que s'il y a de nombreux

points d'accords, il reste cependant de sérieuses incompatibilités. La paléogéographie à l'Ordovicien est un bon exemple de "fit" entre disciplines: nos résultats suggèrent que les régions ibéro-armoricaines sont alors situées au voisinage du pôle, et à proximité du craton Ouest-Africain. Or, des formations de type glaciaire y ont été reconnues et les faunes africaines et armoricaines ont de nombreuses similitudes. Par contre, des zones de sutures suggérées par les études structurales (Lizard, Massif Central (Matte, 1983)) ne semblent pas distinguer des domaines de signature paléomagnétique différente. Seule la zone Badajoz-Cordoue se voit reconnaitre le statut de suture par ces différentes méthodes. Les raisons de ces désaccords ne sont pas claires. S'agit-il de l'utilisation de données erronées, de problèmes méthodologiques, ou, plus intéressant, de raisonnements incorrects parce que basés sur des hypothèses non valides, comme celles relatives à la nature du champ magnétique ou à la tectonique globale dans le Paléozoique. Le dénominateur commun à ces différentes possibilités est la nécessité de continuer à accumuler les données, pour tenter de résoudre ces incompatibilités.

Reprinted from Nature, Vol. 292, No. 5822, pp. 445-448, July 30 1981
© Macmillan Journals Ltd., 1981

Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe

H. Perroud & N. Bonhommet

Laboratoire de Géophysique Interne—Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, (CNRS), Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex, France

Van der Voo[1] has pointed out that further advances in the understanding of the Hercynian orogeny require palaeomagnetic data from well studied orogenic areas. We report here palaeomagnetic results of Palaeozoic rocks taken in Brittany, Portugal and Spain in the Ibero-Armorican arc (IAA), a large geological feature considered to be a key area for the Hercynian orogeny in Western Europe. They show evidence that the IAA formed in two stages, extending results obtained in Spain by Ries *et al.*[2]. Giving precise constraints for the former shape of the arc we can use pre-Hercynian palaeomagnetic directions found in Spain and Portugal to follow its evolution during Palaeozoic times. This megastructure linking Brittany to Iberia, squeezed between Gondwana and the northern continents during the Carboniferous, did break away from the former block during Ordovician times.

Geological[3,4] and geophysical[5] evidence suggests that the IAA is formed of large juxtaposed curved units lying on the two sides of the Bay of Biscay. Stratigraphic studies of Palaeozoic formations from the arc[6,7], performed at the Rennes CNRS centre, suggest that the shape of this structure could have been quite different before the Hercynian deformation. In particular, the very strong correlations between the stratigraphy and palaeontology of the Crozon area (Brittany) and the Buçaco syncline (Portugal) for Ordovician rocks imply that these two regions belonged to the same sedimentary basin in the Lower Palaeozoic, and thus palaeogeographic reconstructions[7] tend to place these two regions next to each other. Moreover, the question of whether the arc is of primary or secondary origin is crucial for several of the models proposed for the Hercynian orogeny. A primary origin implies that the arc always had the same curvature whereas a secondary origin implies oroclinal bending following Carey's model[8]. Ries *et al.*[2] recently showed that the Iberian arc, the inner part of the IAA, had a predominant secondary origin. The absence of definitive evidence that the two structures did evolve simultaneously led us to extend the sampling to the whole IAA and to different stages in the Palaeozoic.

Samples were from: (1) Brittany: Upper Ordovician dolerites of Crozon (14 sites, 100 samples); (2) Spain: Ordovician volcanics of Cabo de Penas (2 sites, 31 samples), Upper Devonian red sandstones of Candas (3 sites, 32 samples), Lower Carboniferous red grits, Alba formation from Candas (3 sites, 23 samples) and San Emiliano (6 sites, 42 samples); (3) Portugal: Cambro-Ordovician redbeds (7 sites, 60 samples) and Upper Ordovician dolerites (4 sites, 34 samples) from Buçaco (Fig. 1). Natural remanent magnetization (NRM) was measured for these samples and for most of them a viscosity test[9] was also performed; a.c. field, thermal and chemical demagnetizations were carried out (all samples being treated by at least one of these methods, mostly by two). In addition, rock magnetic experiments such as coercivity spectrum analysis[10] of pairs of leached and unleached samples, heating to Curie temperature or cooling to the liquid air temperature of an acquired induced remanent magnetization (IRM), were carried out to support the interpretation of the multivectorial magnetization with physical arguments on the magnetic carriers. The results obtained from these studies[11], which will be published in detail elsewhere, can be summarized as follows.

The magnetic behaviour of the Upper Ordovician dolerites from Buçaco and Crozon is identical. Intensities are low, with a maximum frequency between 10^{-2} and 10^{-3} A m^{-1} and viscosities are high (>20% for 50% of the samples); the IRM acquisition curves are identical; they display the same magnetic transition at −160 °C, suggesting the presence of magnetite, and current work at the Rennes CNRS centre gives K–Ar ages which range for both regions from 190 to 300 Myr. In accordance with the radio-dating results, the remanent magnetization is interpreted as being secondary with an acquisition period between Carboniferous and Triassic or Jurassic time (Table 1), thus confirming the geological relationships between Crozon and Buçaco.

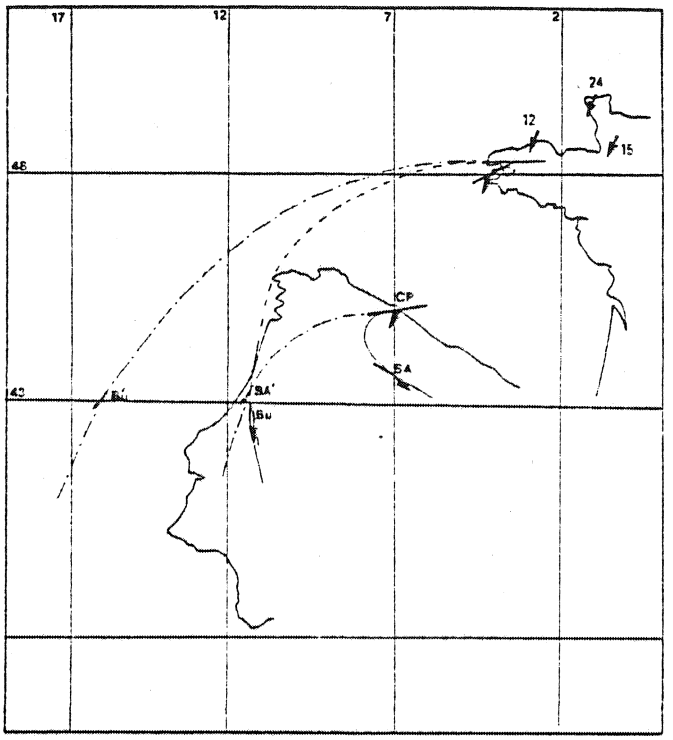


Fig. 1 Palaeomagnetic Carboniferous directions (thick arrows) found on the Ibero-Armorican arc with sampling locations (CR, Crozon; CP, Cabo de Penas and Candas; SA, San Emiliano; BU, Buçaco) after closing of the Bay of Biscay (fitted by Lefort[24]). Values for additional data in Brittany correspond to the references given in the text (see also Table 1). The ante-tectonic shape of the arc deduced from the data is also given with the corrected Carboniferous directions (small arrows).

Buçaco redbeds exhibit magnetization directions interpreted as pre-tectonic and remagnetization directions as being from the Upper Cretaceous and Quaternary[11]. A characteristic of the pre-tectonic directions is a constant declination of 150° and variable inclination. The same behaviour was found by Duff[12] in an extensive palaeomagnetic survey of redbeds in Brittany with ages extending from Lower Cambrian to Lower Ordovician. From this work two sites at Crozon are well suited for comparison with Buçaco as both areas are thought to be part of the same sedimentary basin[7], and thus allow comparison with data from contemporaneous redbeds. Components B3 and C found by Duff[12] on 10 specimens of these two sites using acid leaching, thermal and a.f. cleaning, gave a mean direction of 220° after tectonic correction (sites CP, CR in Tables 2 and 3 of ref. 12). The difference in declination between the two areas suggests a partial secondary origin of the IAA if we correct for the rotation of Spain during the Cretaceous and look at the variation of strike of the arc. Again, the palaeomagnetic characteristics of contemporaneous samples from Brittany and Portugal are identical.

At Cabo de Penas, Ordovician volcanics show two well defined pretectonic directions of magnetization (Table 1). One (component A) has a very steep inclination, coercivities over 70 mT and unblocking temperatures over 500 °C, and has been interpreted as Ordovician; the other (component B) has a

Table 1 Palaeomagnetic data from the Ibero-Armorican arc

Site (reference on Fig. 1)	Rock unit	Component of magnetization	N	D	I	k	α	$\bar{S}$	Age of magnetization	Ref.
South limb										
SA	San Emiliano redgrits	—	30	102	13	53	2	270°	Lower Carboniferous	14
BU	Buçaco dolerites	—	20	139	−43	58	4	145	Jurassic ?	This work
	Buçaco redbeds	A	7	151	80	83	6	145	Ordovician	This work
		B	7	143	61	41	9	145	Between Ordovician and	
		C	6	144	36	45	9	145	Lower Carboniferous ?	This work
		D	3	153	5	212	6	145	Lower Carboniferous	
North limb										
CP	Cabo de Penas volcanics	A	13	208	78	50	6	230	Ordovician	This work
		B	78	178	19	39	8	230	Lower Carboniferous	This work
	Candas redbeds	A								
		B	8	185	23	27	10	230	Middle–Upper Carboniferous	This work
CR	Crozon dolerites	A	19	208	−15	215	2	240	Triassic	This work
		B	38	205	29	33	4	240	Middle Carboniferous	This work
		C	12	350	−11	300	3	240	Upper Carboniferous	This work
	Armorican redbeds	B3	10	216	41	35	10		Devonian to early Carboniferous	12
		C	16	228	63	70	7		Silurian to early Carboniferous	12
15	Montmartin redbeds	—	186	208	16	20	7	270	Late Devonian–early Carboniferous	15
24	Flamanville granite	—	8	203	13		14		Carboniferous	22
12	Ploumanach granite (300 Myr)	—	31	200	9	121	7		Middle Carboniferous	12
	Jersey dolerites	A	—	199	16	71	9		Middle–late Carboniferous	16
		B	—	204	57	59	8		Siluro-Devonian	16
	Jersey volcanics (533 Myr)		66	292	78	8	19		Cambrian	16

Palaeomagnetic component directions found on the Ibero-Armorican arc. N, Number of samples used; D, I, declination, inclination; k, α_{95} Fisher statistical parameters[23]; $\bar{S}$, mean structural direction. Statistics may refer to samples, specimen, directions or sites; see in each case original work given in the reference; only the total number of samples used is given here; all data were cleaned using a.f., acid and thermal cleaning as done by Duff[12,16], N.B. *et al.*[14] and Jones *et al.*[15] and a.c. field up to 0.2 T (2,000 oe) as in ref. 22.

shallow inclination and is comparable with the direction obtained east of Cabo de Penas for the Upper Devonian and Lower Carboniferous redbeds of Candas (component A); the eight sites (volcanics and sedimentary) were used to give a mean direction which is pre-tectonic as shown by a fold test. We can do better than the classical tilt correction on this example to calculate the mean direction: if we look at the angle between the strike direction and the magnetization on each site, this angle seems to be very constant (52.5° ± 5°) regardless of the site and even though strike directions vary on this example between 210° and 244°. This suggests that deformation occurred in two stages, the latter one with a vertical axis correlated with the tectonic closure of the arc[13], and that the magnetization was acquired before deformation; taking this result into account and using a regional mean direction for strike of 230°, the mean palaeomagnetic direction of the eight sites in Table 1 has been obtained after correcting each site for strike variation. The six sites of redbeds near Candas also show a soft component obtained on a few samples but scattered among all the sites (Candas redbeds component B, Table 1); the post-tectonic origin of this component is clearly indicated by a negative fold test[11]. The corresponding inclination is very close to that obtained at Crozon on the dolerites (Crozon dolerites component B, Table 1); this last component has also been interpreted as post-tectonic but with a magnetization predating the closure of the arc, as shown by using a 'strike direction' correction on the 14 sites of Crozon. Magnetization was therefore acquired at Crozon between two main phases of deformation of the IAA.

The direction given in Table 1 for San Emiliano was obtained by N.B. *et al.*[14] using an unfolding model which took into account the two phases of deformation in the area; the effect of the model was to increase the precision parameter k (from 14 to 64) in comparison with the usual tilt correction. A pre-tectonic direction was found (Table 1) and a Lower Carboniferous age for the magnetization inferred from the age of the sediments.

Ries *et al.*[2] sampled the same Alba formation at Carranques near Candas and at San Emiliano; however, their result cannot be used for comparison because only three samples at Carranques were thermally cleaned and the authors report a direction $D = 211°$, $I = 48°$ with $k = 2$ showing large scatter

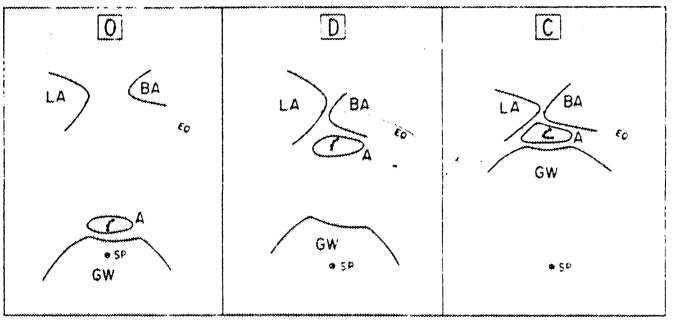


Fig. 2 Scheme of the evolution of the main plates involved in the Hercynian orogeny in Palaeozoic times (O, Ordovician; D, Devonian; C, Carboniferous) with mention of the Ibero-Armorican arc. LA, Laurentia; BA, Baltica; GW, Gondwana; A, Armorica.

after thermal cleaning; this is a general behaviour of all results obtained after cleaning as reported in that study. At San Emiliano four sites have been studied for the NRM but none appears among the thermal cleaned results given in Table 2 of their study.

Carboniferous data from Brittany obtained by Jones *et al.*[15] on the syncline of Montmartin and by Duff[12] from the Ploumanach granite, Jersey dolerites and volcanics, together with our own results at Crozon and Candas (CR, CP, Fig. 1) reveal (Table 1) that the corresponding directions are not significantly different for the northern part of the IAA before, (Candas A) and after (Candas B, Crozon B) deformation: most of the rotation seems to have occurred in the southern part of the arc. A new shape of the IAA can then be inferred taking the simplest compatible solution with the palaeomagnetic data. This indicates that 80° of the curvature of the arc are secondary and that 70° are primary or pre-Carboniferous.

Ries *et al.* used results based on NRM directions from 29 sites along the Iberian arc to demonstrate convincingly the partially secondary origin of this structure; however, because these authors did not consistently use cleaned results to look for multicomponent magnetization, because they infer a Variscan age for all magnetizations, their data cannot be used for

comparison as they give no directions associated with the age of magnetization for the different rock units studied. However, their result, a bending of 110°, is not very different from the 80° reported here.

From the new position of the sampling areas and the palaeomagnetic vectors calculated for the new shape of the arc (that is, after elimination of the Hercynian deformation), we can determine virtual palaeomagnetic poles for our Ordovician sites. The Buçaco (25°N, 335°E) and Cabo de Penas (30°N, 330°E) poles coincide in the new reconstruction, indicating that the shape of the arc we deduced from the Carboniferous data is also compatible with our Ordovician results. We therefore propose that 70° of the arc are effectively primary (presedimentary), inherited from Precambrian times. The mean Carboniferous declination of the north limb of the IAA differs by a few degrees (10°–15°) from that of stable Europe as shown by Jones *et al.*[15] for Montmartin syncline; it is not clear, however, whether the bending took place entirely in the southern part of the arc with a further rotation of 15° of the whole Ibero-Armorican block or whether it was the closure of the arc that caused the 15° difference with Europe. However, this does not change the former shape of the IAA found from the data. The Crozon B and Candas B components, both post-tectonic but ante-closure of the arc, in agreement with results of Jones *et al.* at Montmartin, show that at that time the IAA with its primary shape was close to Europe, with a large ocean separating it from Gondwana, a result shown for Brittany by Jones *et al.*[15] (Fig. 2).

The Ordovician mean palaeomagnetic pole obtained (27°N. 332°E) falls between Cambrian and Siluro-Devonian poles found by Duff[16] for the Armorican massif and this agrees with the Ordovician age assumed for the magnetization. Interestingly, this pole is quite different from conventional Ordovician poles for the British Isles[17] but could more easily be correlated with north Wales data, which have until now been considered as anomalous[18]. Recent results by Hagstrum *et al.*[19] showing that the apparent polar wander curve of the Armorican massif is very similar to the Eo-Cambrian–Cambrian curve for Gondwanaland prompted us to compare the Ordovician palaeolatitude for the IAA (70°) with the African Ordovician pole[20]; this shows that the IAA should have been very near to Gondwanaland in the early Palaeozoic. These results show, moreover, that the Armorican massif and Iberia Meseta were probably a single unit during the entire Palaeozoic, thus justifying the name of 'Armorica plate' given by Van der Voo[21] to these regions of Western Europe; the large drift of this plate since the Ordovician shows that collision and subduction tectonic processes did exist during the Hercynian orogeny. Finally, taking into account all these results and using available data given by Van der Voo[1], we propose a scheme of the main plates involved in the Hercynian orogeny with particular reference to the Armorica plate bearing the IAA (Fig. 2).

The research was supported by a grant from INAG through 'ATP Géodynamique' national programme. We thank Dr Van der Voo for suggestions and comments.

Received 2 February; accepted 2 June 1981.

1. Van der Voo, R. *et al. Int. geol. Congr. Colloq.* C6, 204–212 (1980).
2. Ries, A. C. *et al. Earth planet. Sci. Lett.* **50**, 301–310 (1980).
3. Cogné, J. *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne* (IFP) I1,1, 11–23 (1971).
4. Matte, P. *Nova Acta Leopoldina* **224**, 239–262 (1974).
5. Lefort, J. P. *Geology* **7**, 384–388 (1979).
6. Henry, J. L. *et al. Commun. Serv. Géol. Port* **57**, 303–345 (1974).
7. Paris, F. & Robardet, M. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **7**, 1121–1126 (1977).
8. Carey S. W. *The Tectonic Approach to Continental Drift* (ed. Carey, S. A.) (University of Tasmania, 1958).
9. Thellier, E. & Thellier, O. *Ann. Geophys.* **15**, 285–376 (1959).
10. Dunlop, D. J. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **27**, 37–56 (1972).
11. Perroud, H. thesis, Univ. Rennes (1980).
12. Duff, B. A. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **59**, 345–365 (1979).
13. Julivert, M. *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne (IFP)* I2-1, I2-28 (1971).
14. Bonhommet N. *et al. J. geophys. Res.* **86**, 1873–1887 (1981).
15. Jones, M. *et al. Geophys. J. R. astr. Soc.* **58**, 287–308 (1979).
16. Duff, B. A. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **60**, 355–375 (1980).
17. Piper, J. *Earth planet. Sci. Lett.* **44**, 176–192 (1979).
18. Thomas, C. & Briden, J. C. *Nature* **259**, 380–382 (1976).
19. Hagstrum, J. T. *et al. Geophys. J. R. astr. Soc.* **61**, 489–517 (1980).
20. Morel, P. & Irving, E. *J. Geol.* **86**, 535–561 (1978).
21. Van der Voo, R. *EOS Trans.* **60**, 241 (1979).
22. Van der Voo, R. & Klootwijk, C. T. *Geologie Mijn.* **51**, 609–617 (1972).
23. Fisher, R. A. *Proc. R. Soc.* **A217**, 295–305 (1953).
24. Lefort, J. P. *Mar. Geol.* **37**, 355–369 (1980).

Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data

Hervé Perroud*
Rob Van der Voo
Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan 48109
Norbert Bonhommet
Laboratoire de Géophysique Interne, Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Institut de Géologie, Université de Rennes I, 35042 Rennes-Cédex, France

ABSTRACT

New paleomagnetic data support the contention that Armorica and Gondwana formed a coherent block until Ordovician time. However, by Early Devonian time, Armorica collided with the North American–northern European assembly to form the Old Red Continent, and the collision itself was responsible for the Acadian orogeny, not for the earlier Taconic orogeny as postulated previously. The Carboniferous collision of Gondwana with the Old Red Continent subsequently formed Pangaea and produced the Appalachian-Hercynian orogeny.

INTRODUCTION

The genesis of the Hercynian basement of western Europe and eastern North America has been the subject of debate since the introduction of plate tectonics. Do plate-tectonic concepts apply to the Paleozoic, and if so, can plate-tectonic models explain the peculiar geologic features of the Hercynian belt? For example, Zwart and Dornsiepen (1978) tried to show that temperature anomalies due to hot spots can explain the whole orogeny in an ensialic model without subduction, whereas Cogné (1977) related the western European Hercynian mountain belt to a continent-continent collision. Classical analytical methods (including isotopic and geochronological studies) cannot resolve such contrasting interpretations, because they cannot quantify any movements. Paleomagnetic techniques, however, are well suited to document horizontal displacements of cratonic blocks as well as the smaller blocks in the intervening orogenic belts.

On the basis of early results of a joint paleomagnetic program initiated by our two institutions, a model (Van der Voo, 1979) proposed for the Paleozoic geodynamic evolution of the major blocks and intervening orogenic belts introduced a plate called Armorica, which supposedly interacted with the three major cratons surrounding it: Laurentia, Baltica, and Gondwana. The Armorica hypothesis (Van der Voo, 1979, 1982) resulted from two apparently contradictory paleomagnetic data sets: (1) The late Precambrian–Early Cambrian apparent polar wander path (APWP) for the Armorican Massif is similar to and can be superimposed on the Gondwana path (Hagstrum et al., 1980), implying that both elements evolved together during that period. (2) Conversely, Late Devonian paleomagnetic data suggest that the Armorican Massif, though now separated from Gondwana by about 30°–40° in latitude, was apparently contiguous with northern Europe (Jones et al., 1979). To reconcile these two results, it was proposed that a separate element, consisting of the Armorican Massif and adjacent Hercynian areas, independently traveled away from Gondwana toward the northern continents in the early Paleozoic. Several questions remained unresolved, however. What was the extent of this element? When did it leave Gondwana? When did it collide with Laurentia or Baltica? A key question was whether the Taconic (Van der Voo, 1979) or the Acadian (Kent, 1980) orogeny resulted from the collision between Armorica and Laurentia.

Several subsequent studies of areas within the Hercynian and Appalachian mountain belts now allow us to answer some of these questions. In this paper, we review the paleomagnetic data base (including the most recent results) and propose a model compatible with all data.

LATE PRECAMBRIAN–CAMBRIAN

Compilations by Hagstrum et al. (1980), Van der Voo et al. (1980), and Duff (1980) have shown that the late Permian–Cambrian period is characterized by a very long APWP for the Armorican Massif which can be superimposed on the Gondwana path. A new study by Perigo et al. (1983) gave paleopoles in good agreement with the previous path. Perroud et al. (1982a), furthermore, reevaluated a result from Morris (1980) which falls on the Early Cambrian segment of the APWP.

A paleomagnetic result reported by Johnson and Van der Voo (1982) for Middle Cambrian volcanics from Cape Breton Island yields a much higher paleolatitude for Nova Scotia than those detemined for cratonic North America, indicating that this area also may have been a part of Gondwana in early Paleozoic time. In the light of Devonian and younger results for Nova Scotia, it is likely that this element also traveled as part of the Armorica plate.

The new data for this period substantiate the interpretation that the Armorican Massif and Gondwana moved as a single unit at the beginning of the Paleozoic and suggest that this unit incorporated some pieces of eastern North America.

ORDOVICIAN

When earlier models were proposed, not a single Ordovician pole existed for the Armorican Massif. Recently, however, Duff (1979), Perroud and Bonhommet (1981), and Perroud et al. (1983a) reported data from Ordovician rocks, but uncertainties remained about time of magnetization or direction. Thus, the need still existed for reliable Ordovician paleomagnetic poles. We (Perroud et al., 1983b) recently obtained such a pole from the Thouars Massif (Vendée, southern Brittany) that has a Rb/Sr isochron age of 444 ± 9 m.y. for the acidic phases of the massif (Bernard-Griffiths and Le Métour, 1979). Though we sampled mainly the more mafic (gabbro, granodiorite) phases, geologic (contact) and geochemical evidence shows that the phases are contemporaneous (Bernard-Griffiths and Le Métour, 1979). All 15 sites (140 samples) reveal a steep component of magnetization, directed upward or downward, and high and thermally discrete blocking temperatures (550–580 °C). In all samples, this is the more stable component where more than one component exists. Reversed and normal directions are antiparallel, indi-

*Permanent address: Laboratoire de Géophysique Interne, Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Institut de Géologie, Université de Rennes I, 35042 Rennes-Cédex, France.

cating a good separation of components. Because there is no structural control in such a massif, sampling was extended over a large area (20–30 km), and we have checked that there are no indications of differential tilting between the sites. We are confident, therefore, that this result is representative of the geomagnetic field in this area 440 m.y. ago, and can be used as a reference for other studies. The new pole is consistent with the "questionable" Ordovician directions mentioned above, which show inclinations in the range 67° to 83° and declinations more or less toward the south. This suggests that the Iberian-Armorican block was a coherent mass during Ordovician time, located close to the South Pole and therefore near the margin of Gondwana (Perroud and Bonhommet, 1981). This conclusion agrees with paleogeographical (Robardet et al., 1984; Hamouni et al., 1981) and paleontological (Bouyx, 1981; Cocks and Fortey, 1982) considerations for the same period. In contrast, the steep inclinations are different from those determined for Laurentia and Baltica. This important difference supports the existence of an Ordovician medio-European Ocean, as proposed on the basis of faunal evidence (Whittington and Hughes, 1972), and a subsequent suture tentatively placed between the northern margin of the Armorica plate and cratonic North America–Scotland–Baltica farther north. An examination of Ordovician results from the British Isles shows that there are some steep directions in southern Ireland (Deutsch, 1980) and in Wales as well, although we consider the latter to reflect an anomaly of the geomagnetic field (Thomas and Briden, 1976); however, the British Isles results are in agreement with the results from the Armorican Massif. In addition, steep Ordovician directions have been reported from the Arden pluton and the adjacent Delaware Piedmont (Rao and Van der Voo, 1980), from Scotia (Johnson and Van der Voo, 1983), and from the Bohemian Massif (Andreeva et al., 1965; Irving et al., 1976). All these areas, therefore, could have been connected to Gondwana and are likely remnants of the Armorica plate. To summarize the Ordovician set of data, the magnetic inclinations are shown in Figure 1. The continental landmasses are assembled in a Late Devonian configuration after Van der Voo (1983). The high-inclination area represents a likely extent of Armorica in accordance with paleomagnetic data. It is, of course, possible that the high-inclination area corresponds to a mosaic of several tectonic elements, but even so, the pieces were all together with Gondwana during Ordovician

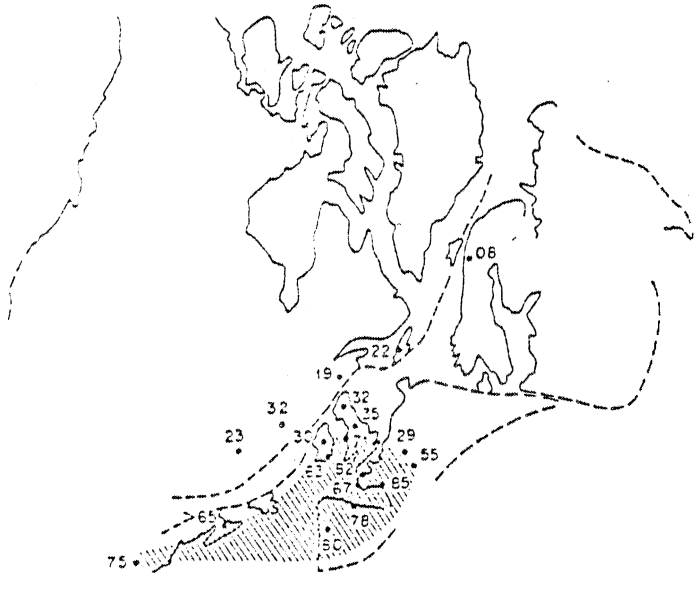


Figure 1. Paleomagnetic inclinations from Ordovician rocks for continents bordering present-day Atlantic. Land masses are assembled in their Late Devonian configuration after Van der Voo (1983). Shaded area represents high-inclination domain, including Armorica plate.

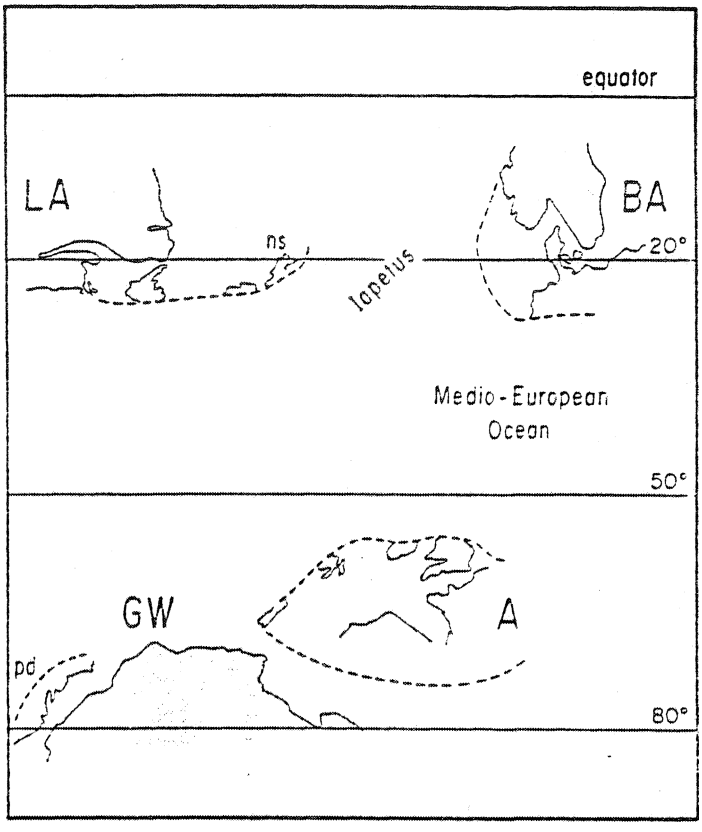


Figure 2. Paleogeographic reconstruction for Ordovician time from paleomagnetic data. A, BA, GW, and LA denote Armorica, Baltica, Gondwana, and Laurentia, respectively. Armorica plate in this reconstruction includes most of high-inclination domain shown in Figure 1; pd = Delaware Piedmont, ns = northern Scotland.

time, more or less at the same latitude. Thus, the data indicate an Ordovician paleogeography for the continents bordering the present-day Atlantic as shown in Figure 2.

SILURIAN-DEVONIAN

Data from Armorica are rare for the Silurian-Devonian interval. A Silurian direction has been reported from southern Spain, but it is based on only a few samples, with complex multicomponent magnetizations. This direction has shallow-inclination values (20°–35°) (Van der Voo, 1967). A Late Devonian pole has been reported by Jones et al. (1979) from the Montmartin syncline, Normandy (France), but more recent work in the same area shows that the magnetization is postfolding and therefore probably of late Carboniferous age (H. Perroud, F. Paris, M. Robardet, N. Bonhommet, R. Van der Voo, in prep.). Recently, Bachtadse et al. (1983) reported paleomagnetic results for Devonian graywacke, limestone, and diabase samples from central Europe (Vosges, Harz, Franconian Forest) that have inclinations in the range 17°–32°. Declinations are southerly, suggesting an anticlockwise rotation of about 30°, and a fold test indicates that the remanence is preorogenic. In addition, a pretectonic magnetization has been obtained from red beds in the Asturian arc, northern Spain, dated at the Silurian/Devonian boundary (Perroud and Bonhommet, 1984). It reveals an inclination of 34° and probably represents an Early Devonian magnetization. These results show low-inclination values that stand in sharp contrast to the Ordovician results. The Armorica plate must have undergone rapid drift between the end of Ordovician time and Devonian time, from paleolatitudes of about 70°S to 10°–20°S, representing a minimum (latitudinal) velocity of about 10 cm/yr. Comparison with North

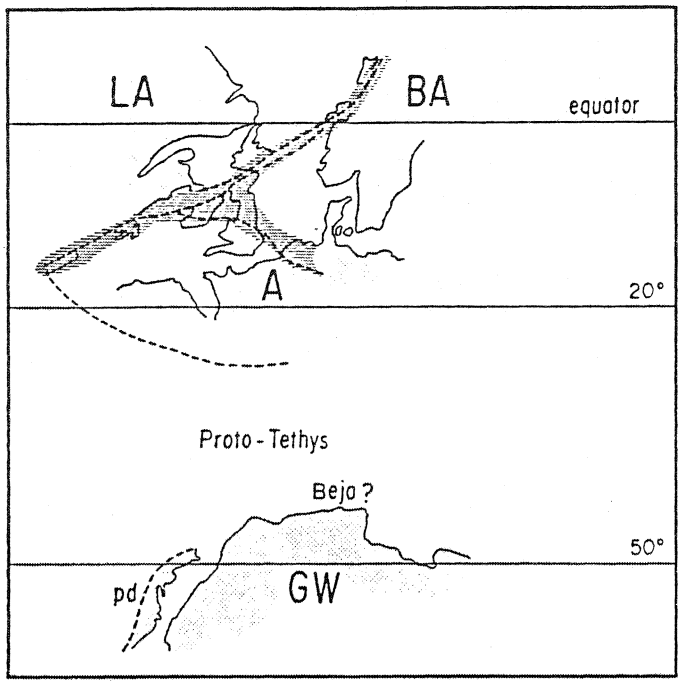


Figure 3. Devonian paleogeographic reconstruction after closure of both Iapetus and medio-European Ocean. Shaded zones are areas of collision between plates; they reveal Y shape of Caledonian (and Acadian) orogenies. Position of Gondwana is derived from paleomagnetism of Msissi norite (Hailwood, 1974) and Beja gabbro of Portugal (see text); pd = Delaware Piedmont province.

American and northern European data shows that the discrepancy in paleolatitudes between Armorica and the northern continents ceased to exist by Devonian time, and that Middle to Late Devonian results from Armorica, Acadia, the British Isles, or eastern Europe are coherent with reference to paleolatitudes. Therefore, the medio-European Ocean must have disappeared by Middle Devonian time, an interpretation also consistent with paleogeographic arguments of Brochwicz-Lewinski et al. (1981). These authors argued that lower Paleozoic formations from the east and central European platform areas were different until Emsian (Early Devonian) time, when they became strictly identical. In addition, paleontologic evidence from the distribution of Thelodonts (Turner and Tarling, 1982) shows that although the "Turinia" fauna had expanded southward from Arctic Canada to northern France and Spain in the Early Devonian, it has not been found in North Africa.

Thus, paleomagnetic data, supported by other geologic evidence, show that pre-Alpine Europe must have been assembled by Middle Devonian time. The large-scale, strike-slip movement proposed for the Carboniferous between North America–northern Scotland on one side and Acadia-England on the other side (Van der Voo and Scotese, 1981) involved the whole European continent and must have been responsible for the change of latitude of southern Europe from about 15°S in the Devonian to the equator in the Late Carboniferous–Early Permian. Furthermore, and of more significance, the orogenic events associated with the assembly of Europe are Caledonian (sensu lato), because they must have been finished by Early Devonian time. The Y shape of the Caledonian orogeny marks the boundaries of the three plates, Laurentia, Baltica, and Armorica (Fig. 3). Finally, the Ordovician Taconic orogeny cannot be explained by the Armorica–North America collision, as suggested earlier (Van der Voo, 1979, 1982).

The principal remaining point of debate is the position of Gondwana in the Devonian. Hailwood (1974) has reported a pole placing the northern margin of Gondwana at 45°S in Late Devonian time. More recently, Kent and Dia (1982) obtained shallow inclinations from Upper Devonian red beds of the Mauritanides, but remagnetization cannot be excluded. If Hailwood's pole is representative of the Late Devonian field, there must have been a large ocean at that time between Gondwana and the northern continents (Old Red Continent assembly). To resolve this question, we have studied the Late Devonian Beja gabbro from southern Portugal, which has been associated with the Hercynian suture zone between Africa and Europe. Preliminary results (Perroud et al., 1982b) yielded a pole compatible with that of Hailwood (1974). If this result is substantiated, then the southernmost parts of Portugal and Spain were still connected to Gondwana in Devonian time and were separated from Europe by an ocean of about 30° latitudinal width. This is the first indication of a possible southward limit of the Armorica plate. The paleogeographical reconstruction resulting from this analysis is shown in Figure 3.

CARBONIFEROUS

Pretectonic magnetizations of early to middle Carboniferous time from Spain (Perroud and Bonhommet, 1981), the Armorican Massif (De Bouvier et al., 1979), the Massif Central (Edel et al., 1981), and central Europe (Bachtadse et al., 1983) have very shallow inclinations. Declinations depart systematically from the expected direction, compatible with the arcuate shape of the Hercynian foldbelt (Perroud and Bonhommet, 1983), and are evidence for lithospheric deformation of the entire Hercynian basement (ruled area in Figure 4). The energy necessary for such a deformation probably requires a continent-continent collision in Carboniferous time, comparable to the India-Asia collision. The closure of a large ocean between Gondwana and the Old Red Continent could have caused such a collision. Models of Hercynian basement generation in western Europe that lack large-scale horizontal motions are not supported by the paleomagnetic data.

CONCLUSIONS

The rapidly expanding paleomagnetic data base for the Paleozoic Era indicates the existence of a previously unrecognized plate that played an important role in the Paleozoic evolution of the circum-Atlantic continents bordering the Atlantic Ocean. The data indicate that currently

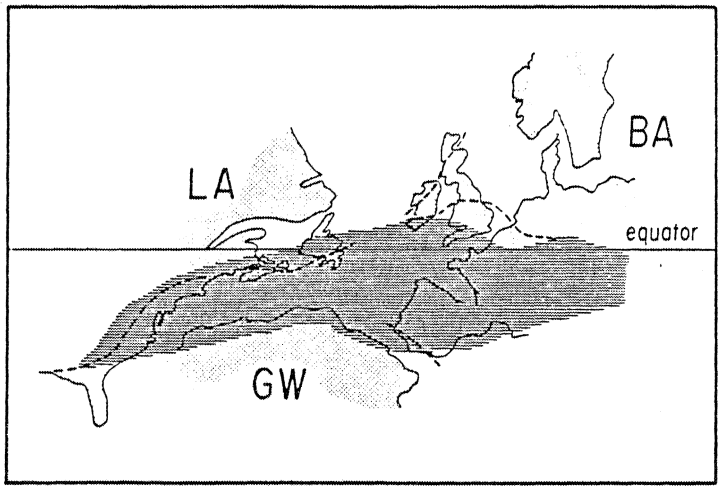


Figure 4. Late Carboniferous–Early Permian reconstruction after Van der Voo (1982). Ruled area represents zone of Hercynian deformation due to collision of Gondwana and Laurasia in Carboniferous time. This zone is especially large in western Europe where Armorican domains have undergone ensialic deformation.

dispersed fragments formed a single, coherent tectonic element, Armorica, during most of Paleozoic time. Data summarized here also yield a more accurate picture of the former extent of the Armorica plate, particularly its northern margin, which now composes part of the southern Caledonian–northern Acadian orogen. If existing poles for Africa are confirmed, then the northward drift of Armorica away from Africa occurred during Silurian time. Northward drift ended in Middle Devonian time with the assembly of the North American–European (Old Red) continent during the late Caledonian and Acadian orogenies. Thus, the paleomagnetism of the circum-Atlantic continents strongly constrains the changing Paleozoic geography of the region and, in addition, provides an explanation for the timing and location of well-known orogenic events.

REFERENCES CITED

Andreeva, O.L., Bucha, V., and Petrova, G.N., 1965, Laboratory evaluation of magnetic stability of rocks of the Czechoslovakian Massif: Izvestia USSR, Academy of Sciences, Earth Physics Series, v. 2, p. 54–64.

Bachtadse, V., Heller, F., and Kröner, A., 1983, Paleomagnetic investigations in the Hercynian mountain belt of central Europe: Tectonophysics, v. 91, p. 285–299.

Bernard-Griffiths, J., and Le Métour, J., 1979, Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif Vendéen): Implications géologiques: Bureau de Recherche Géologique et Minière Bulletin, 2 ième sér., sec. I, v. 4, p. 365–371.

Bouyx, E., 1981, Remarques sur la limite septentrionale du Gondwana durant les temps Paléozoiques: Société Géologique de France, Bulletin, v. 23, no. 6, p. 553–563.

Brochwicz-Lewinski, W., Pozaryski, W., and Tomczyk, H., 1981, Mouvements coulissants de grande ampleur au Paléozoique inférieur le long de la marge sudouest de la plate-forme Est Européenne: Paris, Académie des Sciences, Comptes Rendus, sér. 2, v. 293, p. 855–858.

Cocks, L.R.M., and Fortey, R.A., 1982, Faunal evidence for oceanic separation in the Paleozoic of Britain: Geological Society of London Journal, v. 139, p. 465–478.

Cogné, J., 1977, La chaine hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interpretation géodynamique globale, *in* Colloque himalaya: Paris, Centre Nationale de Recherche Scientifique, p. 111–129.

De Bouvier, M.C., Bonhommet, N., and Van der Voo, R., 1979, Paleomagnetism and K-A40 dating of dolerite dykes from the Armorican Massif, France [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 60, p. 220.

Deutsch, E.R., 1980, Magnetism of the mid-Ordovician Tramore volcanics, southeast Ireland, and the question of a wide proto-Atlantic Ocean: Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 32, suppl. III, p. SIII 77–SIII 98.

Duff, B.A., 1979, The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician redbeds, the Erquy spillite series and Trégastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands): Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 59, p. 345–365.

——1980, The palaeomagnetism of Jersey volcanics and dykes and the Lower Palaezoic apparent polar wander path for Europe: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 60, p. 355–375.

Edel, J.B., Lacaze, M., and Westphal, M., 1981, Paleomagnetism in the North-Eastern Central Massif (France): Evidence for Carboniferous rotations of the Hercynian orogenic belt: Earth and Planetary Science Letters, v. 55, p. 48–52.

Hagstrum, J.T., Van der Voo, R., Auvray, B., and Bonhommet, N., 1980, Eocambrian-Cambrian paleomagnetism of the Armorican Massif, France: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 61, p. 489–517.

Hailwood, E.A., 1974, Paleomagnetism of the Msissi norite (Morocco) and the Paleozoic reconstruction of Gondwanaland: Earth and Planetary Science Letters, v. 23, p. 376–386.

Hamouni, N., Le Ribault, L., and Pelhate, A., 1981, Les Schistes de Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif Armoricain occidental): Une formation glaciomarine a la périphérie d'un islandsis ordovicien: Société Géologique de France, Bulletin, v. 23, p. 279–286.

Irving, E., Tanczyk, E., and Hastie, J., 1976, Catalogue of paleomagnetic directions and poles, 3rd issue; Paleozoic results 1949–1974: Geomagnetic Survey of Canada, Ottawa, Geomagnetic Series, v. 5, p. 1–98.

Johnson, R.J., and Van der Voo, R., 1982, Paleomagnetic results from Cambrian volcanics of the Avalon Terrain, Cape Breton [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 63, p. 308.

——1983, A paleomagnetically determined position for the Avalon terrane in the early Paleozoic: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, p. 605.

Jones, M., Van der Voo, R., and Bonhommet, N., 1979, Late Devonian to Early Carboniferous palaeomagnetic poles for the Armorican Massif, France: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 58, p. 287–308.

Kent, D.V., 1980, Formation of Euramerica in the Paleozoic [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 61, p. 220–221.

Kent, D.V., and Dia, O., 1982, Paleomagnetism of Devonian sandstones from West Africa [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 63, p. 308.

Morris, W.A., 1980, A paleomagnetic study of Cambrian redbeds from Carteret, Normandy, France: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 62, p. 577–590.

Perigo, R., Van der Voo, R., Auvray, B., and Bonhommet, N., 1983, Paleomagnetism of Late Precambrian–Cambrian volcanics and intrusives from the Armorican Massif, France: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 75, p. 235–260.

Perroud, H., and Bonhommet, N., 1981, Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe: Nature, v. 292, p. 445–448.

——1983, Palaeomagnetic evidence for lithospheric deformation in the Hercynian foldbelt: International Union of Geodesy and Geophysics, 18th, Hamburg, Interdisciplinary Symposia, Programme and Abstracts, v. 1, p. 104.

——1984, A Devonian palaeomagnetic pole for Armorica: Royal Astronomical Society Geophysical Journal (in press).

Perroud, H., Bonhommet, N., and Robardet, M., 1982a, Comment *on* "A palaeomagnetic study of Cambrian redbeds from Carteret, Normandy, France" by W.A. Morris: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 69, p. 573–578.

Perroud, H., Bonhommet, N., Desouches, V., and Ribeiro, A., 1982b, Preliminary paleomagnetic results for the Upper Devonian Beja gabbro, Southern Portugal [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 63, p. 308.

Perroud, H., Bonhommet, N., and Van der Voo, R., 1983a, Palaeomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon peninsula (France): Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 71, p. 307–320.

Perroud, H., Van der Voo, R., and Bonhommet, N., 1983b, A late Ordovician paleomagnetic pole for Armorica [abs.]: Terra Cognita, v. 3, p. 243.

Rao, K.V., and Van der Voo, R., 1980, Paleomagnetism of a Paleozoic anorthosite from the Appalachian Piedmont, northern Delaware: Possible tectonic implications: Earth and Planetary Science Letters, v. 47, p. 113–120.

Robardet, M., Paris, F., and Scotese, C.R., 1984, Southwestern Europe between Gondwana and Laurussia during Lower Paleozoic times, a critical review: Journal of Geology (in press).

Thomas, C., and Briden, J.C., 1976, Anomalous geomagnetic field during the late Ordovician: Nature, v. 259, p. 380–382.

Turner, S., and Tarling, D.H., 1982, Thelodont and other Agnathan distributions as tests of Lower Palaeozoic continental reconstructions: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 39, p. 295–311.

Van der Voo, R., 1967, The rotation of Spain: Palaeomagnetic evidence from the Spanish Meseta: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 3, p. 393–416.

——1979, Paleozoic assembly of Pangea: A new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 60, p. 241.

——1982, Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 10, p. 191–220.

——1983, Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent: Tectonophysics, v. 91, p. 271–283.

Van der Voo, R., and Scotese, C.R., 1981, Paleomagnetic evidence for a large (~2,000 km) sinistral offset along the Great Glen fault during the Carboniferous: Geology, v. 9, p. 583–589.

Van der Voo, R., Briden, J.C., and Duff, B.A., 1980, Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic bordering continents: International Geological Congress, 26th, Paris, Proceedings, Colloque C-6, p. 203–212.

Whittington, H.B., and Hughes, C.P., 1972, Ordovician geography and faunal provinces deduced from Trilobite distribution: Royal Society of London Philosophical Transactions, v. 263, p. 235–278.

Zwart, H.J., and Dornsiepen, U.F., 1978, The tectonic framework of Central and Western Europe: Geologie en Mijnbouw, v. 57, p. 627–654.

ACKNOWLEDGMENTS

Supported by Division of Earth Sciences, National Science Foundation, Grant EAR 81-03031. We thank Nickolas Bogen, Henry Pollack, and Fred Schwab for suggestions for improving the manuscript.

Manuscript received February 16, 1984
Revised manuscript received May 14, 1984
Manuscript accepted May 30, 1984

Comment and Reply on "Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data"

COMMENT

Clive F. Burrett, *Geology Department, University of Tasmania, Box 252C, Hobart, Australia 7001*

As one of those who in the early 1970s presented plate-tectonic models for the Hercynian-Appalachian belts, I welcome the new, high-quality, paleomagnetic data of Perroud et al. (1984). Their new data from the Ordovician of Iberia (Spain and Portugal) and the Armorican Massif (France) confirm that these areas were in high paleolatitudes and were probably part of Gondwanaland as suggested by biogeographic, paleoclimatic, and paleogeographic evidence (Burrett, 1972, 1973a, 1973b; Burrett and Griffiths, 1977; Jell et al., 1984; Whittington and Hughes, 1972). However, Perroud et al.'s (1984) inclusion of England and Wales in their "Armorica" block appears to be based on weak geological evidence rather than on paleomagnetic data.

The majority of the large number of Ordovician paleomagnetic data from England and Wales yield low inclinations (Briden et al., 1973; Piper, 1979) and average paleolatitudes of 27° (Llanvirn-Llandeilo), 12.5° (Caradoc), and 39° (Ashgill). These are in contrast to the Armorican Massif and Iberian Ordovician paleolatitudes of 67°, 78°, 80°, 82°, and 85°. These data suggest that an expanse of oceanic coast at least 3500 km wide separated England and Wales (excluding south Cornwall) from the Armorican Massif during the Ordovician (Burrett, 1983). The results have been added to recently by Briden and Mullan (1984), who have obtained a probable Ordovician (Llanvirn) paleolatitude for central Wales of 35° ± 4°.

Apparently, in order to include England and Wales in their "Armorica," Perroud et al. (1984) emphasized the few high-paleolatitude results from North Wales that were regarded as anomalous by the original authors (Thomas and Briden, 1976) and regarded as an "anomaly" by Perroud et al. (1984). How do Perroud et al. (1984) justify the exclusion of the majority of English and Welsh Ordovician paleomagnetic data and their reliance on a few anomalous results?

REPLY

Rob Van der Voo, *Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan 48109*
Hervé Perroud, Norbert Bonhommet, *Institut de Géologie, Université de Rennes, Beaulieu campus, 35042 Rennes-Cédex, France*

We welcome this opportunity to discuss Burrett's viewpoint that southern England and Wales should not be included in the Armorica block. The issue is ambiguous and deserves serious attention. However, in his enthusiasm to support his view with paleomagnetic data, Burrett is confusing paleolatitudes and paleomagnetic inclinations. Thus, in order to make a valid comparison between the data from England and Wales and those from France, Iberia, and other possibly Armorican areas, one first has to convert Burrett's numbers for Armorica to paleolatitudes, then consider the paleomagnetic validity of the data, and then, while accounting for the present-day separation between England and these other areas, one can determine whether they were in significantly different paleolatitudes. We conclude that, although there is a difference, this is perhaps not significant enough to settle the issue.

The Late Ordovician paleomagnetic inclinations quoted by Burrett for the Armorican Massif and Iberia yield paleolatitudes of 46°, 60°, 67°, 70°, and 76°, respectively. If one includes the other areas shaded in Figure 1 of Perroud et al. (1984), a mean paleolatitude of about 59° is obtained. The latter value was used to position Armorica in Figure 2 of the paper.

The Late Ordovician results from England and Wales give paleolatitudes that fall into two groups. There is a high-latitude group, which includes the results we used (Thomas and Briden, 1976), but several other results as well (summarized by Piper, 1979, p. 186 and Table 2). This group is generally called "anomalous." Indeed in our paper, the text reads that "we consider the (results) to reflect an anomaly of the geomagnetic field." This, however, was not the text submitted by us; instead our original manuscript stated "the authors considered the (results) to reflect an anomaly of the geomagnetic field," and our use of the word "authors" referred to Thomas and Briden. (Because *Geology* manuscripts are copy-edited and proofread by Geological Society of America staff, we were not in a position to prevent this change in meaning.) Suffice to say we are not fully convinced that the results are indeed anomalous.

The second group of paleolatitudes, including those given by Burrett, is intermediate, averaging perhaps about 30°. The more reliable paleolatitudes of this group have been published more recently; because of improved demagnetization procedures (e.g., Briden and Mullan, 1984), secondary overprints have been removed more efficiently, and the paleolatitudes are somewhat higher (35° to 42°S) than those of the results published more than a decade ago. Additionally, Deutsch (1980) described results from southern Ireland and found a paleolatitude of 44°S. Thus, it is our conviction that the best estimate of the paleolatitudes of England and Wales (and southern Ireland) could be as high as 55° if one averages all results, and it is certainly as high as 40° if one takes the more reliable results only. We will use this last figure (40°) in the following discussion.

We point out that neither Thomas and Briden (1976) nor Piper (1979) had much insight to offer as to why the Caradocian high paleolatitudes would be anomalous, other than to state that the results did not match those expected on the basis of previous work. We, unfortunately, do not have the right answer either; however, it is quite possible that Ordovician apparent polar wander for the southern British Isles was considerable. For Gondwana, Cambrian and Ordovician apparent polar wander appears to have been significant (e.g., Klootwijk, 1980), resulting in Armorican paleolatitudes ranging from near-equatorial to near-polar, assuming that Gondwana and Armorica drifted together.

Given that there is a present-day separation of at least 5° between Wales and France, and up to 12° between Wales and Iberia, the Late Ordovician latitude discrepancy between the British and Armorican results is reduced to some 12°. The question, then, is whether this difference is significant. Statistical methods are not much help here because of the lack of consensus about the data to be included in the analysis. In general, for paleomagnetic determinations for late Paleozoic and later time, we would consider such a difference to be significant. For the much more uncertain time of the early Paleozoic, we are not so sure.

In closing, we offer three additional considerations. First, the Late Ordovician paleolatitude contrast between the southern British Isles and the (equatorial) position of Laurentia must be noted as being better de-

fined and more significant than the contrast between Armorica and England. Second, the Eocambrian and Cambrian paleomagnetic results for the latter two areas have considerable similarities in paleolatitudes, even though individual interpretations of the ages and polar wander paths involved may differ widely (e.g., Piper, 1982; Perigo et al., 1983). Finally, we emphatically do not wish to preclude an "Armorican mosaic" of several tectonic elements, as we stated (Perroud et al., 1984, p. 580) and as so cogently proposed by Neuman (1984).

COMBINED REFERENCES CITED

Briden, J., and Mullan, A.J., 1984, Superimposed Recent, Permo-Carboniferous and Ordovician palaeomagnetic remanence in the Builth Volcanic Series, Wales: Earth and Planetary Science Letters, v. 69, p. 413–421.

Briden, J., Morris, W., and Piper, J., 1973, Palaeomagnetic studies in the British Caledonides—VI. Regional and global implications: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 34, p. 107–134.

Burrett, C.F., 1972, Plate tectonics and the Hercynian orogeny: Nature, v. 239, p. 155–157.

——1973a, Reply: Nature, v. 244, p. 91–92.

——1973b, Ordovician biogeography and continental drift: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 13, p. 161–201.

——1983, Palaeomagnetism and the mid-European ocean—An alternative interpretation of Lower Palaeozoic apparent polar wander: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 72, p. 523–534.

Burrett, C.F., and Griffiths, J.R., 1977, A case for a mid-European ocean: Colloque International, Centre National Recherche Scientifiques, v. 243, p. 313–328.

Deutsch, E.R., 1980, Magnetism of the Mid-Ordovician Tramore volcanics, southeast Ireland, and the question of a wide proto-Atlantic Ocean: Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 32, suppl. III, p. SIII 77–SIII 98.

Jell, P.A., Burrett, C.F., Stait, B., and Yochelson, E.L., 1984, The Early Ordovician bellerophontoid *Peelerophon oehlerti* (Bergeron) from Argentina, Australia and Thailand: Alcheringa, v. 8, p. 169–176.

Klootwijk, C.T., 1980, Early Palaeozoic palaeomagnetism in Australia: Tectonophysics, v. 64, p. 249–332.

Neuman, R.B., 1984, Geology and paleobiology of islands in the Ordovician Iapetus Ocean: Review and implications: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1188–1201.

Perigo, R., Van der Voo, R., Auvray, B., and Bonhommet, N., 1983, Palaeomagnetism of Late Precambrian–Cambrian volcanics and intrusives from the Armorican Massif, France: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 75, p. 235–260.

Perroud, H., Van der Voo, R., and Bonhommet, N., 1984, Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data: Geology, v. 12, p. 579–582.

Piper, J.D., 1979, Aspects of Caledonian palaeomagnetism and their tectonic implications: Earth and Planetary Science Letters, v. 44, p. 176–192.

——1982, A palaeomagnetic investigation of the Malvernian and Old Radnor Precambrian, Welsh Borderlands: Geological Journal, v. 17, p. 69–88.

Thomas, C., and Briden, J.C., 1976, Anomalous geomagnetic field during the Late Ordovician: Nature, v. 259, p. 380–382.

Whittington, H.B., and Hughes, C.P., 1972, Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution: Royal Society of London Philosophical Transactions, v. 263, p. 235–278.

FORUM

Comment and Reply on "Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data"

COMMENT

Chris Hartnady, *Department of Geology, University of Cape Town, Rondebosch, 7700 South Africa*

Two aspects of the paper by Perroud et al. (1984) deserve comment: I address them here in reverse chronological order. The first point concerns the Devonian paleolatitudes and relative paleogeography of Gondwana and "Laurussia" (the amalgamation of Laurentia, Baltica, and Armorica). Perroud et al. (1984, Fig. 3) showed these paleocontinents separated by an ocean ~2500 km wide. The Devonian paleolatitude of Africa has recently been called into question (Behr et al., 1984, p. 34) precisely because of this implied wide separation between Armorica and Gondwana, which is said to be "not in accordance with geological observations."

Perroud et al. (1984) based their Gondwana paleolatitude on paleomagnetic data from Moroccan and Portuguese rock units which, occurring within or close to Phanerozoic orogenic belts where local tectonic rotations may have occurred, are perhaps of dubious relevance. I therefore ask, Are they aware that in the Cedarberg and Western Karoo regions of southern Africa, little-disturbed sedimentary sequences of Devonian age occur in the Bokkeveld and Witteberg Groups? Elsewhere in the Cape fold belt these rocks were deformed and metamorphosed during the Permian-Triassic Gondwanide orogeny, but here they are nearly flat-lying and record only anchimetamorphic grades. They have, however, been intruded by some Karoo (Jurassic-Cretaceous) dolerite dikes and sills, in places producing localized higher grade recrystallization.

I am unaware of any attempt at a magnetostratigraphic study of these rocks. It is possible that Permian-Triassic and Mesozoic thermal overprints may complicate this task. Studies of Beacon Supergroup (Permian-Triassic) paleomagnetism in a similar situation in Antarctica show that Jurassic remagnetization by the Ferrar dolerites has been extensive (e.g., Funaki, 1984). Nevertheless, in view of the fact that the Cape Supergroup overlaps onto the undisputed Precambrian cratonic shield of southern Africa, a serious effort to extract its original depositional or diagenetic remanent magnetization might help to resolve the important Gondwana paleolatitude question raised by Behr et al. (1984).

The second point concerns the origin of Armorica. Perroud et al. (1984, Fig. 1) placed Armorica north of the African margin of Gondwana. Because Armorica's paleolongitude could be varied, for example, by a westward shift to place it adjacent to northwestern South America, paleomagnetism alone is not a sufficient constraint. Bond et al. (1984, Fig. 4c) have speculated that Laurentia was rifted from western South America in Late Proterozoic time: the remarkable resemblance between Cambrian trilobite faunal assemblages in the "Acado-Baltic" region and northwestern Argentina is one reason for this hypothesis (Bond et al., 1984, p. 340). If so, then the early Paleozoic plate-tectonic motion of Laurentia, prior to its collision with Baltica, was consistently eastward around a south polar Gondwana (cf. Smith, 1981, Figs. 28 and 30).

If there is now doubt about Laurentia's original provenance (i.e., adjacent to western South America instead of northwestern Africa, as previously assumed in terms of a possibly naive, "open-and-shut" interpretation of the Wilson Cycle), does this uncertainty not also extend to Armorica? Why should it be placed in an early Paleozoic location not too dissimilar from its present situation relative to north Africa? Sooner or later the problem of reconstructing seafloor spreading patterns, trench loci, and subduction polarities in the intervening Paleozoic oceanic areas must be confronted. If Laurentia moved east to its Caledonian amalgamation with Baltica, might there not be geodynamic reasons for doubting that Armorica experienced an almost contrary or crosswise westerly motion to its Acadian amalgamation with the former two paleocontinents? An alternative would be to consider that Armorica might have followed in the wake of Laurentia, in much the same way that India has followed in the wake of earlier Tibetan microcontinental migrations from Gondwana across the paleo-Tethys. In other words, an Armorican provenance along some other, probably "western" part of the Gondwana continental margin might be suggested.

The recent discovery of an Ediacarian fossil assemblage in the Carolina slate belt (Gibson et al., 1984) may be relevant here. From descriptions and photographs, this assemblage bears a close resemblance to the *Pteridinium* fauna of southern Africa and southeast Australia. According to Cook et al. (1983), the "Slate Belt Arc" might have been part of Armorica, although the evidence of its Ordovician Taconic collision with the North American margin is not explained by the Armorican plate model of Perroud et al., as they themselves noted (1984, p. 581). If Laurentia rifted away from western South America in the late Proterozoic (Bond et al., 1984), it is conceivable that the slate belt could simultaneously have rifted from a more southerly marginal location opposite the Nama Basin and Saldanian belt of southern Africa. Its subsequent Ordovician accretion to the eastern North American margin could be compared to the lateral translation and reaccretion of Mesozoic microcontinental elements (e.g., southern Georgia) to former passive margins of South America in the North Scotia collision complex (Ludwig and Rabinowitz, 1981).

This actualistic scenario seems to imply the eastward rollback of a trench across the Laurentia-Gondwana ("Phoibic"; McKerrow and Ziegler, 1972) spreading ocean, analogous to the present (and future?) passage of the South Sandwich Trench across and along the South Atlantic Ocean. The main body of Armorica would, on the southern Appalachian evidence, have to have followed (or been sucked along) behind this laterally migrating subduction complex. Assuming that there is some degree of long-term kinematic coherence in plate motions, which I believe is one of the main lessons of Mesozoic-Cenozoic tectonic reconstructions, I find it difficult to imagine that the north African marginal location of pre-Ordovician Armorica can possibly be correct, and I wonder if there are ways of putting alternative hypotheses to a quantitative test.

REPLY

Rob Van der Voo, *Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan 48109*
Hervé Perroud, Norbert Bonhommet, *Institut de Géologie, Université de Rennes, Beaulieu Campus, 35042 Rennes-Cedex, France*

We welcome the opportunity to amplify the reasons for our choices for the Devonian and Ordovician paleopositions of Gondwana, Armorica, and Laurentia.

The Devonian paleoposition of Africa has indeed been questioned on geologic as well as paleomagnetic grounds (Kent et al., 1984), and we emphasized in our paper (Perroud et al., 1984, p. 581) that it was still an open question. However, the topic of our paper was to report results from Armorica and to compare them to available data from neighboring continents. We fully agree that new data from cratonic Africa would be welcome, but it was not the target of our paper. Nevertheless, as a continuation of our work on Armorican terranes, studies are now in progress on Devonian formations that substantiate our choice of the Msissi pole from Morocco (Hailwood, 1974) as representative of the Devonian geomagnetic field. These studies, on rocks from South Africa and cratonic Australia, have yielded preliminary results for presentation at national and international meetings (Bachtadse et al., 1984; Hurley and Van der Voo, 1985; Hurley et al., 1985), and publications will be prepared later this year. On the basis of these new results, we see no reason to change our choice for the paleogeographic position of Africa.

The Ordovician paleogeographic position of Armorica relative to Gondwana is also better constrained than might be apparent from Hartnady's Comment. The paleolatitude of the southern margin of the Armorica plate is of the order of 70°. According to the Ordovician paleopole for Gondwana in the central part of the Sahara, as suggested by several lines of evidence (see Scotese et al., 1979), there is no other choice than to position Armorica just north of Africa. This can be readily seen in the global paleogeographic maps of Scotese et al. (e.g., their Figure 11). Longitude, therefore, is not really significant in this case because we are so close to the pole. The position advocated by Hartnady is at least 50° removed from the pole. It is therefore untenable on paleomagnetic grounds. In addition, Eocambrian and Cambrian paleopoles for Gondwana and Armorica have been compared by Hagstrum et al. (1980) and lead to a position similar to the one given in our paper.

Finally, we address Hartnady's adoption of a late Proterozoic juxtaposition of Laurentia and western South America, although it does not specifically involve a critique on our paper. Paleomagnetically, there is a paucity of good North American data for the late Proterozoic before about 600 Ma, and this position may well be correct for that time (e.g., Bond et al., 1984; but see also Van der Voo et al., 1984). However, for the Cambrian and Ordovician, *all* available paleomagnetic results indicate an equatorial position for Laurentia. Such a position is incompatible with the ideas expressed by Hartnady for early Paleozoic time, unless all of these paleomagnetic data can be shown to be wrong. Thus far there seems to be little evidence for such a radical departure from conventional paleogeographic models.

COMBINED REFERENCES CITED

Bachtadse, V., Van der Voo, R., and Kröner, A., 1984, Paleomagnetic results fro the Lower Devonian part of the Table Mountain Group, S. Africa [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 65, p. 863.

Behr, H.-J., Engel, W., Franke, W., Giese, P., and Weber, K., 1984, The Variscan Belt in central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions: Tectonophysics, v. 109, p. 15–40.

Bond, G.C., Nickeson, P., and Kominz, M.A., 1984, Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories: Earth and Planetary Science Letters, v. 70, p. 325–345.

Cook, F.A., Brown, L.D., Kaufman, S., and Oliver, J.E., 1983, The COCORP seismic reflection traverse across the Southern Appalachians: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology No. 14, 61 p.

Funaki, M., 1984, Paleomagnetic investigation of McMurdo Sound region, Southern Victoria Land, Antarctica: National Institute of Polar Research Memoirs, ser. C, Earth Sciences, No. 16, 81 p.

Gibson, G.C., Teeter, S.A., and Fedonkin, M.A., 1984, Ediacarian fossils from the Carolina slate belt, Stanly County, North Carolina: Geology, v. 12, p. 387–390.

Hagstrum, J.T., Van der Voo, R., Auvray, B., and Bonhommet, N., 1980, Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 61, p. 489–517.

Hailwood, E.A., 1974, Paleomagnetism of the Msissi norite (Morocco) and the Paleozoic reconstruction of Gondwanaland: Earth and Planetary Science Letters, v. 23, p. 376–386.

Hurley, N.F., and Van der Voo, R., 1985, Paleomagnetism of Upper Devonian reefal limestones, Canning Basin, Western Australia [abs.]: EOS (American Geophysical Union Transactions), v. 66 (in press).

Hurley, N.F., Bachtadse, V., Ballard, M.M., and Van der Voo, R., 1985, Early and mid-Paleozoic paleomagnetism of South Africa and Australia—New constraints for the Gondwana apparent polar wander path [abs.]: Gondwana Symposium, 6th, Columbus, Ohio (in press).

Kent, D.V., Dia, O., and Sougy, J.M.A., 1984, Paleomagnetism of Lower–Middle Devonian and Upper Proterozoic-Cambrian(?) rocks from Majeria (Mauritania, West Africa): American Geophysical Union and Geological Society of America Geodynamics Series, v. 12, p. 99–115.

Ludwig, W.J., and Rabinowitz, P.D., 1981, The collision complex of the North Scotia Ridge: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3731–3740.

McKerrow, W.S., and Ziegler, A.M., 1972, Palaeozoic oceans: Nature Physical Science, v. 240, p. 92–94.

Perroud, H., Van der Voo, R., and Bonhommet, N., 1984, Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data: Geology, v. 12, p. 579–582.

Scotese, C.R., Bambach, R.K., Barton, C., Van der Voo, R., and Ziegler, A.M., 1979, Paleozoic base maps: Journal of Geology, v. 87, p. 217–277.

Smith, A.G., 1981, Phanerozoic equal-area maps: Geologische Rundschau, v. 70, p. 91–127.

Van der Voo, R., McCabe, C., and Scotese, C.R., 1984, Was Laurentia part of an Eocambrian supercontinent?: American Geophysical Union and Geological Society of America Geodynamics Series, v. 12, p. 131–136.

PALEOMAGNETIC EVIDENCE FOR TECTONIC ROTATIONS IN THE VARISCAN MOUNTAIN BELT

H.PERROUD

C.A.E.S.S., Laboratoire de géophysique interne, Université de Rennes I, campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, FRANCE.

Abstract

A critical review of Devonian and Carboniferous paleomagnetic results from the Hercynian basement of Western and Central Europe reveals large rotations. Their geographic distribution suggests a tectonic origin for large scale curved structures, such as the Ibero-Armorican arc or the Variscan V, together with a coherence of the Hercynian domain with time. Geodynamic models which can have produced the observed rotation pattern are discussed. It appears that lateral compression, due to the accomodation of continental collision as in the India-Asia convergence, is a plausible mechanism, although Variscan and Himalayan mountain belts have different characteristics.

Introduction

Recent paleomagnetic data obtained from the Hercynian basement of Western Europe (Perroud et al., 1984) have shown that the assembly of Pangea was produced during the Paleozoic by the convergence of large continental plates such as Laurentia, Baltica and Gondwana. Between them, smaller tectonic elements such as Armorica (Van der Voo, 1979) have probably played an important part, but are more difficult to retrieve because they have been widely disrupted by the successive orogenies produced by continental collisions (Caledonian, Acadian, Hercynian,...). A powerful tool for the restoration of such a multiphase geodynamic evolution is the analysis of remanent magnetization direction patterns. Inclinations are first order evidence for estimating latitudinal motions, while declinations may be interpreted in terms of rotations. Our aim in this paper will be to consider all published data from Western Europe, corresponding to the final phases of that history and which reveal a dispersion of declinations suggesting major rotations (Ries et al., 1980; Perroud and Bonhommet, 1981; Edel et al., 1981; Bachtadse et al.,1983). These rotations may be considered as the response of a segment of continental crust to orogenic stresses. Therefore, it should be possible to propose models of deformation by looking at their sense and amount. Overall, we shall try to demonstrate that the whole Hercynian basement of Western and Central Europe, North of the Alpine front, has evolved as a coherent domain rather than as a set of small independant blocks. If so, the rotations recorded by the paleomagnetic

vectors should be considered as evidence for intraplate (lithospheric) deformation.

Method

The basis of this study is the set of paleomagnetic results currently available. To be used here, they should meet the following conditions:

1- The magnetizations must have recorded the rotations, which means that their age of acquisition has to be older than the orogenic phases to be analysed. This is obviously so if the magnetization passes a fold test. However, a negative fold test does not mean necessarily that nothing has been recorded.

2- The magnetizations must have not been disturbed since the end of the orogenic phases. This leads us to reject results from the Alpine mobile belt. In stable Europe, the Permian results are all concordant with the exception of the Iberian ones (Zijderveld and Van der Voo, 1973). These last data have been used to demonstrate the opening of the Bay of Biscay, which occured probably during the Cretaceous. We shall therefore correct all older Iberian results by a 35° increase in declination (Van der Voo, 1967). We also notice that Permian results just outside the Alpine arc (see by example Van den Ende, 1977) are not disturbed.

3- The reliability of each paleomagnetic datum must be assessed (number of sites and samples, laboratory treatment and precision parameters should be given). Undemagnetized data should not be considered.

Consequently, the first step of this study will be to critically review the data base. Then we shall compare observed paleomagnetic directions with calculated ones, according to the apparent polar wander path (APWP) obtained from the stable part of Europe. Finally, we shall look for coherence amongst the deduced motions, and discuss geodynamic models.

Application to Variscan orogeny

According to Perroud et al. (1984), Western Europe has been assembled during the Paleozoic with elements coming from Baltica, Laurentia and Gondwana. The closure of the Iapetus ocean in the Ordovician (Caledonian orogeny), followed by the collision with the "Armorica microplate" (Van der Voo, 1979) in the Devonian (Acadian orogeny) led to the formation of most of the European basement. The final assembly of Pangea was then produced by the collision between Gondwana and the Laurussia bloc, giving rise to the Appalachian-Hercynian foldbelt. To analyse the deformation produced in this last event, it is therefore judicious to use Devonian and Carboniferous paleomagnetic data which have recorded only that phase, and which come from areas having belonged to Europe as early as the Devonian. For that reason, we have choosen to review the Devonian-Carboniferous (400-300 MY) time interval. Areas which are suspected to have been

more recently accreted, like Southernmost Spain and Portugal (Perroud et al., 1985a) have not been considered.

Table 1 summarizes the available paleomagnetic data. For each area, we quote the magnetization direction, the number of sites and a precision parameter, from which the reliability index can be estimated according to the classification of McElhinny and Embleton (1976). An age of magnetization acquisition is also indicated, which is the age of the rock unit if the magnetization is primary, but is more commonly assumed to be in the range Middle-Late Carboniferous if it is an Hercynian overprint. Success or failure to pass a fold test is also mentioned, according to original publications. Figure 1 shows the distribution of the data set.

As can be seen in Table 1, the age of paleomagnetic results are widespread in the range Middle Devonian-Late Carboniferous, although there are a large number of secondary magnetizations with Hercynian presumed age (precise acquisition age is not known; some present negative fold tests and are considered to be post folding). Therefore we have to take into account the drift of the European paleomagnetic pole in the interval 400-300 MY, which may have induced a dispersion of paleomagnetic directions that is not relevant to Hercynian deformation. To do so, we have looked for a reference APWP. Figure 2 shows the most recently proposed APWPs for Stable Europe, from the Siluro-Devonian boundary to the Permo-Carboniferous (McElhinny, 1973; Briden et al., 1973; Duff, 1980). They are in a rather good mutual agreement, although some discrepencies exist, mainly in the age

calibration. We have graphically determined from this figure a set of reference pole positions, listed in Table 2.

Analysis of the data set

First we have to resolve the polarity ambiguity inherent to the paleomagnetic method. It appears that from the whole data set, only two directions, from Visean volcanics, are oriented in the northern hemisphere. However, as inclinations are rather low, the declination is the only indicator for both polarity and rotations. Therefore, to estimate the sense and angle of rotation for a given result, we have to assume polarity. When departure from the North-South axis is low, this can be done with confidence, but it is not always the case. The more critical result is from Massif Central Visean volcanics (Edel et al., 1981) which are more or less East-West. To resolve that problem, we have decided to assume polarity which minimizes the rotation angle, and we have then reversed all normal directions to have a consistent reversed data set. As a consequence, declination departures from expected will be always lower than 90°. Finally, we should mention that the predominence of the reversed polarity in our data set is not surprising since the Kiaman reverse superchron includes the Late Carboniferous and all secondary (Hercynian) magnetizations, which are numerous, might have been acquired within it, as it is probably the case on the North American craton (Irving and Strong, 1985). However, even if most of the data compiled here are remagnetizations, the analysis of declination deviations from well-suited references is still pertinent.

After the selection of polarity, it has been possible for each result to compare observed and expected paleomagnetic directions. They are listed in table 3 (where observed directions are corrected for polarity assumption and opening of the Bay of Biscay). Deviations on declinations and inclinations have been computed and are also listed in table 3. We are now going to discuss these results.

First, looking at the inclinations deviations, we can check the homogeneity of the domain. As a matter of fact, although we have data widely distributed in space and time (the study area extends over 12° of latitude and 21° of longitude), although rock types are as varied as possible (from limestones to volcanics through plutonic rocks), there is a remarkable consistency of the inclination distribution. The mean inclination deviation, on the whole data set, is $-4° \pm 10°$. This confirms that Western Europe was basically assembled as soon as the Middle Devonian, but also emphasizes the coherency of the whole area over the time periods. Note that a similar situation might be obtained if all data were Kiaman remagnetizations. In this case, our considerations about Europe consistency will not stand. However, we do not think it is the case, because inclinations vary sometimes largely between different rock units from the same area (see for example Spain or Harz Massif), because positive fold tests were reported and because extensive demagnetizations have permitted in some cases to remove Kiaman overprints (Perroud,1983). Moreover, the variation of inclination with time (progressive shallowing, from old to young) is consistent with the increasing distance between Europe and the polar

axis implied by the reference APWPs of figure 2 and the calculations of table 3.

Although the inclination fit seems satisfaying, a closer look at the data reveals that in the Iberian Meseta, there appears to be a significant deviation (about 10°). All the Iberian inclinations are shallower than expected, suggesting a slight adjustement (of about 5° in latitude) of its position relative to Stable Europe. But the small number of data, the poor paleomagnetic reliability of some of them (BR for example) and the generally poor age control do not yield definitive conclusions. Moreover, most of the Iberian results came from sedimentary rocks, and are therefore susceptible to present shallowing of inclinations from the magnetization acquisition processes (Blow and Hamilton, 1978).

Looking now at the declinations, we emphasize the following points:

. For each massif, the declination deviations are internally consistent, with the exception of the Iberian Meseta where the declination pattern has been previously interpreted as evidence for the tectonic closure of the Ibero-Armorican arc (Ries et al., 1980; Perroud and Bonhommet, 1981). The most significant example is the Armorican Massif which gives a mean deviation of 17° ± 8°. These significant departures from expected values are evidence for rotation of the different massifs. They can be quite large, 54° for example in the Central Massif or a mean of -44° in Central Europe.

. Rotation senses vary from one massif to the other (figure 3). Armorican and Central Massif declinations are deviated clockwise, Central Europe ones anti-clockwise. This pattern suggests that the V shape of the Hercynian orogen is a secondary feature, since it is apparently correlated with tectonic rotations. We have already arrived at a similar conclusion for the Ibero-Armorican arc (Perroud and Bonhommet, 1981). It seems to us that the coherence of the data set with geological zonations suggests a common history for the whole area rather than individual movements for each massif.

. Even data which are clearly post-folding show the declination deviation. This is particularly clear in the Armorican Massif, where the Montmartin redbeds or the Laval syncline volcanics, both with negative fold tests, have declination deviations of 15° and 28° respectively. It implies that rotations occured in a late stage of the Hercynian tectonic history and is consistent with a previous similar conclusion concerning the tectonic closure of the Asturian arc (Bonhommet et al., 1981).

Up to now, we have simply examined the data. They suggest that major events have taken place in the area at the end of the Hercynian orogenic cycle. To further constrain these events, we have tried to restore the original position of each element and thus obtain a kinematic description of the transition from initial to final positions. The last step will be to propose geodynamic models which fit that description.

Tectonic interpretation

The declination deviations observed in the Hercynian massifs of Western and Central Europe are evidences for rotations of each massif. However, it can be assumed either (i) that there is a complete independance of one massif with respect to the others or, on the contrary, (ii) that they should be related in some ways. In the first case (i), Hercynian Europe would have been at that time a juxtaposition (or a mosaic) of small blocks which could respond individually to tectonic stresses. That assumption does not fit well with the existence of a wide geological zonation over the whole belt (Lotze, 1945), or with the consistency of the amount and sense of rotations with respect to its major trends. Furthermore, it cannot explain the tectonic closure of the Ibero-Armorican arc (Perroud and Bonhommet, 1981). The alternate hypothesis (ii) suggests geological continuity between the massifs before major Hercynian events. It is sound with respect to paleolatitude data, as mentionned above, as well as with the declination deviation pattern (fig. 3). It suggests that a whole segment of continental crust, a few thousands of kilometers wide, has been buckled in the late stages of Hercynian orogeny.

A further test of the coherence of the data can be achieved by trying to restore the domain to its initial configuration. To do so, using paleomagnetic declinations as markers of rotations, we have back-rotated each massif until its North-South (magnetic) axis is restored; then we have adjusted the positions by translations until continuity is restored along the geological zonation. For the Iberian Meseta, the model of the undeformed Ibero-Armorican arc (Perroud and

Bonhommet, 1981) has been used. The striking feature of the figure thus obtained (fig. 4a) is the simple shape of the domain, slightly arcuated between Spain and Brittany, and then straight through the Central Massif, the Vosges and Central Europe. The description of the finite deformation can be proposed by comparing initial and final states (fig. 4b): in a purely descriptive way, it looks like a "buckling" of the whole domain, with vertical fold axes (the Ibero-Armorican arc can be regarded as a vertical axis mega-fold). The major question is how to produce such structures. We have no definitive answer to this, and mechanisms like flexural bending (as suggested for the Ibero-Armorican arc, Perroud and Bonhommet, 1981) or slip movement along curved strike-slip faults (like the South Armorican Shear Zone) are possible. In both cases, principal compressive stresses more or less aligned with the structure (that is close to the paleo East-West direction) could have produced the observed deformation.

Discussion of geodynamic models

According to paleomagnetic inclinations, the area was situated between 15°S and the equator, during the Devonian and the Carboniferous. In paleogeographic reconstructions (Perroud et al., 1984), that domain is believed to lie on the southern margin of a mega-continent (Laurussia), basically formed by the juxtaposition of the North American craton and the Baltic Shield-Russian Platform. It comprised also a set of terranes originally situated in close proximity with the West-African craton (during the Ordovician) and

more recently accreted. Therefore, we have in the Late Devonian a large northern continent whose southern margin is composed of recently accreted terranes, including most of the Paleozoic rocks of Western Europe, facing a southern continent (Gondwana), moving rapidly towards the North. The resulting collision is responsible for Carboniferous Hercynian deformations.

Continental collision is also responsible for the elaboration of the Himalayan mountain belt. The Cenozoic convergence of India and Eurasia has resulted in a collision in the Eocene. The geometry of large strike-slip faults in Asia was interpreted as being similar to the one produced by indenting a plastic material (Asia) with a rigid die (India) (Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1979). Laboratory models have reproduced that geometry in a very satisfaying manner (Tapponnier et al., 1982) and paleomagnetic investigations have given further confirmation by revealing rotations similar to those implied by the model (Achache et al., 1984), although the angles of rotation were significantly lower than those expected from the model. According to boundary conditions, the movements along the strike-slip faults were estimated to several hundred of kilometers in Central China, resulting in eastward lateral extrusion, or to tens of kilometers to the West, where continental Eurasia resists lateral motion (Tapponnier and Molnar, 1979). Does the Hercynian orogeny have a comparable history? Our point is that we may try to answer this question through the use of paleomagnetic declinations, which reveal the rotations. As a matter of fact, although other sources of evidence should not be forgotten, due to the different erosion level, it is

clear that we will never dispose in the Hercynian belt of a similar quantity of informations as in Tibet. Furthermore, we do not have data from active seismicity. Therefore, the weight of paleomagnetic evidence is increased compared to the Himalayan model.

Indentation models have also been proposed for the Hercynian orogeny (Matte and Ribeiro, 1975; Lefort and Van der Voo, 1981; Matte and Burg, 1981), based upon structural considerations. Intracontinental deformation was attributed to the progressive impingement of an African indenter, moving northwards, into the Laurasian continent. According to Tapponnier and Molnar (1976), on the lateral edge of the indenter, tectonic maximum stresses are more or less perpendicular to the movement of the indenter. Therefore, Hercynian Europe is in a situation where a movement from South to North of an African indenter against North America (Lefort and Van der Voo, 1981) will develop East-West compressive stresses. As we mentioned above, our paleomagnetic declination pattern is consistent with deformations produced by East-West compressive stresses. We propose therefore than the observed rotations may be interpreted as resulting from the accomodation of the convergence between Gondwana and Laurussia.

Thus, although the Hercynian orogen does not really look like the Himalayan one, it is quite possible that their formation was controlled by similar mechanisms. Differences could result from the boundary conditions; lateral extrusion might have been precluded in the Hercynian belt by the existence of continental areas to the East (Baltic Shield). Physical conditions (pressure, temperature) might

also have been quite different: firstly, the structural level exposed nowadays in the Hercynian basement of Western Europe is much more deep. Secondly, when the collision occured, thermal equilibrium was probably not yet reached from previous events (Acadian accretion history).

To conclude this paper, we will discuss an alternative model to indentation for explaining our paleomagnetic declination pattern. As reviewed recently by Van der Voo et al. (1984), several Pangea configurations are proposed for the Permian, while a consensus emerge for Triassic. Pre-Triassic internal rearrangement of Pangea may therefore have been necessary. In such a case, post-collisionnal relative displacements of the mega-continents in a paleo East-West direction (as proposed by Arthaud and Matte, 1977) along major shear zones could have generated the rotations. Paleomagnetic declinations alone are insufficient to discriminate between the models. They have had the merit to reveal the existence of the rotations and even to underline their geographical consistency with geological features. They show that large structures such as the Ibero-Armorican arc, or the Varican V, have probably a tectonic origin. Further steps towards the understanding of the Hercynian orogeny require other methods.

Acknowledgements

I am particularly grateful to P. Cobbold for his critical reading of the manuscript, and for his precious help in improving the English. Discussions with N. Bonhommet, P. Choukroune, P. Davy and P. Gillet, and comments from P. Tapponnier and the reviewers have been helpful. This work is a contribution of CAESS (LP 4661, CNRS).

References:

J. ACHACHE, V.COURTILLOT and Z.Y. XIU (1984): Paleogeographic and tectonic evolution of Southern Tibet since Middle Cretaceous time: new paleomagnetic data and synthesis. J. Geophys. Res., 89, p. 10311-10339.

F. ARTHAUD and P. MATTE (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., 88, p. 1305-1320.

V. BACHTADSE, F. HELLER and A. KRONER (1983): Paleomagnetic investigations in the Hercynian mountain belt of Central Europe. Tectonophysics, 91, p. 285-299.

R.A. BLOW and M. HAMILTON (1978): Effect of compaction on the acquisition of a detrital remanent magnetization in fine-grained sediments. Geophys. J. R. Astr. Soc., 52, p. 13-23.

N. BONHOMMET, P. COBBOLD, H. PERROUD and A. RICHARDSON (1981): Paleomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian arc (Spain). J. Geophys. Res., 86, p. 1873-1887.

J.C. BRIDEN, W.A. MORRIS and J.D.A. PIPER (1973): Paleomagnetic studies in the British Caledonides-VI. Regional and global implications. Geophys. J. R. Astr. Soc., 34, p. 107-134.

M.C. de BOUVIER, N. BONHOMMET and R. Van der VOO (1979): Paleomagnetism and K-A40 dating of dolerites dykes from the Armorican Massif, France °abs.§. EOS, 60, p. 220

B.A. DUFF (1979): The paleomagnetism of Cambro-Ordovician redbeds, the Erquy spillite series and Tregastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands). Geophys. J. R. Astr. Soc., 59, p. 345-365.

B.A. DUFF (1980): The paleomagnetism of Jersey volcanics and dykes and the Lower Paleozoic apparent polar wander path for Europe. Geophys. J. R. Astr. Soc., 60, p. 355-375.

J.B. EDEL, M. LACAZE and M. WESTPHAL (1981): Paleomagnetism in the North-Eastern Central Massif (France): Evidence for Carboniferous rotations of the Hercynian orogenic belt. Earth Planet. Sci. Lett., 55, p. 48-52.

J.B. EDEL and M. COULON (1984): Late Hercynian remagnetization of Tournaisian series from the Laval syncline, Armorican Massif, France. Earth Planet. Sci. Lett., 68, p. 343-350.

J.B. EDEL, M. COULON and M.P. HERNOT (1984): Mise en évidence par le paléomagnétisme d'une rotation antihoraire de 55° des Vosges Meridionales entre le Viséen terminal et le Westphalien supérieur. Tectonophysics, 106, p. 239-257.

E. IRVING and D.F. STRONG (1985): Paleomagnetism of rocks from Burin Peninsula, Newfoundland: Hypothesis of Late Paleozoic displacement of Acadia criticized. J. Geophys. Res., 90, p.1949-1962.

M. JONES, R. Van der VOO and N. BONHOMMET (1979): Late Devonian to Early Carboniferous paleomagnetic poles from the Armorican Massif, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 58, p. 287-308.

J.P. LEFORT and R. Van der VOO (1981): A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carboniferous. J. Geol., 89, p. 537-550.

F. LOTZE (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, Geotelct. Forsch., 6, p. 78-92.

M.W. McELHINNY (1973): Paleomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge University Press, 358pp.

M.W. McELHINNY and B.J.J. EMBLETON (1976): Precambrian and Early Paleozoic palaeomagnetism in Australia. Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 280, p. 417-431.

P. MATTE and J.P. BURG (1981): Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of Western Europe: plate tectonics implication. In: Thrust and Nappe Tectonics (K.R. McCLAY and N.J. PRICE eds), p.353-358

P.MATTE and A. RIBEIRO (1975): Forme et orientation de la virgation de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. C. R. Acad. Sci. Paris, 280D, p.2825-2828.

P. MOLNAR and P. TAPPONNIER (1975): Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 189, p. 419-426.

R. PERIGO, R. Van der VOO, B. AUVRAY and N. BONHOMMET (1983): Paleomagnetism of Late Precambrian-Cambrian volcanics and intrusives from the Armorican Massif, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 75, p. 235-260.

H. PERROUD and N. BONHOMMET (1981): Paleomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. Nature, 292, p.445-448.

H. PERROUD (1982): Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc Ibéro-Armoricain. Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne, 14, p. 1-114.

H. PERROUD, N. BONHOMMET and M. ROBARDET (1982): Comment on "A paleomagnetic study of Cambrian redbeds from Carteret, Normandy, France" by Morris, Geophys. J. R. Astr. Soc., 69, p. 573-578.

H. PERROUD, N. BONHOMMET and R. Van der VOO (1983): Paleomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France). Geophys. J. R. Astr. Soc., 72, p.307-319.

H. PERROUD (1983): Paleomagnetism of Paleozoic rocks from the Cabo de Penas, Asturias, Spain. Geophys. J. R. Astr. Soc., 75. p. 201-215.

H. PERROUD and N. BONHOMMET (1984): A Devonian paleomagnetic pole for Armorica. Geophys. J. R. Astr. Soc., 77, p. 839-845.

H. PERROUD, R. Van der VOO and N. BONHOMMET (1984): Paleozoic geodynamic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, 12, 579-582.

H. PERROUD, N. BONHOMMET and A. RIBEIRO (1985a): Paleomagnetism of Late Paleozoic igneous rocks from Southern Portugal. Geophys. Res. Lett., 12, p. 45-48.

H. PERROUD, N.BONHOMMET and J.P. THEBAULT (1985b): Paleomagnetism of the Ordovician Moulin de Chateaupanne formation, Vendée, Western France. Under review at the Geophys. J. R. Astr. Soc.

H. PERROUD, M. ROBARDET, R. Van der VOO, N. BONHOMMET and F. PARIS (1985c): Revision of the age of magnetization of the Montmartin redbeds, Normandy, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 80, p. 541-549.

H. PERROUD and R. Van der VOO (1985): Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars massif, Vendée province, France. J. Geophys. Res., 90, p. 4611-4625.

A.C. RIES, A. RICHARDSON and R.M. SHACKLETON (1980): Rotation of the iberian arc: palaeomagnetic results from North Spain. Earth Planet. Sci. Lett., 50, p.301-310.

P. TAPPONNIER and P. MOLNAR (1976): Slip-line field theory and large scale continental tectonics. Nature, 264, p. 319-324.

P.TAPPONNIER and P. MOLNAR (1979): Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal. J. Geophys. Res., 84, p. 3425-3459.

P. TAPPONNIER, G. PELTZER, A.Y. Le DAIN, R. ARMIJO and P. COBBOLD (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10, p.611-616.

C. Van den ENDE (1977): Palaeomagnetism of permian redbeds of the dome de Barrot (S. France), PhD Thesis, Utrecht, 171pp.

R. Van der VOO (1967): The rotation of Spain: Palaeomagnetic evidence from the Spanish Meseta. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 3, p.393-416.

R. Van der VOO (1979): Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies (abs.), EOS, 60, p. 241.

R. Van der VOO and C.T. KLOOTWIJK (1972): Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility. Geol. Mijnb., 51, p. 609-617.

R. Van der VOO, J. PEINADO and C.R. SCOTESE (1984): A paleomagnetic reevaluation of Pangea reconstructions. AGU Geodynamic Series, 12, p.11-26.

J.D.A. ZIJDERVELD and R. Van der VOO (1973): Paleomagnetism in the Mediterranean area. In: Implications of continental drift to the Earth Sciences. New York, Academic Press, vol 1, p. 133-161.

Table 1: Devonian and Carboniferous paleomagnetic data from Hercynian Europe

Formation	SN	Ns	Decl/Incl	a95	Control	FT	Age of mag.	Reference
Armorican Massif:								
Plourivo redbeds	PR	7	213/+17	12	3		Cm-Cu (1)	Jones et al., 1979
Zone Bocaine	ZB	7	203/+08	13	3	-	Cm-Cu (1)	Jones et al., 1979
Cap Frehel redbeds	CF	2	195/+02	12	1		Cm-Cu (1)	Jones et al., 1979
Crozon dolerites B	CD	11	217/+29	10	3		Cm-Cu (1)	Perroud et al., 1983
Rozel	RO	3	203/ 00	7	1		Cm-Cu (1)	Perroud et al., 1982
Montmartin Redbeds	MR	7	206/-03	12	3	-	Cm-Cu (1)	Perroud et al., 1985c
Thouars overprint	TH	6	219/+20	18	2		Cm-Cu (1)	Perroud & Van der Voo, 1985
Chateaupanne	CH	2	217/+25	6	1		Cm-Cu (1)	Perroud et al., 1985b
Laval Syncline	LS	11	220/-06	12	3	-	Cm-Cu (1)	Edel & Coulon, 1984
Loguivy microgranite	LM	7	202/+02	6	3		Cm-Cu (1)	Perigo et al., 1983
Flamanville granite	FG	(8)	203/+14	15	1		300-340 MY	Van der Voo & Klootwijk,1972
Ploumanac'h granite	PG	5	200/+09	7	3		300 MY	Duff, 1979
N. Brittany dikes	BD	3	212/+10		1		330 MY	de Bouvier et al., 1978
Jersey dolerites	JD	5	199/+16	9	3		Cm-Cu (1)	Duff, 1980
Iberian Meseta:								
Buçaco redbeds	BR	(3)	153/+05	6	1		Cm-Cu (1)	Perroud, 1982
San Emiliano redgrits	SE	6	102/+13	2	3	+	Cl	Bonhommet et al., 1981
Cabo de Penas	CP	8	178/+19	9	3	+	Cl-Cm	Perroud, 1983
San Pedro, Cabrillanes	CA	8	113/+34	10	3	+	D	Perroud & Bonhommet, 1984
Central Massif:								
Visean volc. Roanne	VR	7	72/-07	12	3		Cl	Edel & Coulon, 1981
Visean volc. Morvan	VM	2	266/-01		1		Cl	Edel & Coulon, 1981
Central Europe:								
Visean volc. Vosges	VV	13	326/-12	10	3		Cl	Edel et al., 1984
Greywackes Vosges	VG	1	183/+23	9	1		Du	Bachtadse et al., 1983
Franconian Forest diab	FD	5	177/+29	7	3		Dm-Du	Bachtadse et al., 1983
Harz limestone	HL	1	164/+32	12	1		Dm	Bachtadse et al., 1983
Harz diabase	HD	1	173/+17	9	1		Du	Bachtadse et al., 1983
Harz greywackes	HG	2	173/-09	5	1	+	Cl	Bachtadse et al., 1983

Explanations: SN, FT are for Short Name and Fold Test. Ns is the number of sites, or number of samples if in brackets. Control refers to McElhinny and Embleton classification for reliability (1976). a95 is the radius of the 95% circle of confidence.
Notes: (1) Secondary magnetization. Age of acquisition assumed.

Table 2: Stable Europe reference poles

Period	Latitude	Longitude
Su-Dl	0°N	320°E
Dm	15°S	330°E
Du-Cl	30°S	335°E
Cm-Cu	35°S	345°E

Table 3: Comparison between observed and expected magnetic directions

Formation SN	Geogr. coord. Lat	Long	Observed Decl/Incl	Expected Decl/Incl	Δ Decl (o-e)	ΔIncl (o-e)
BD	48.5N	2W	212/+10	191/+11	+21	-01
FG	49.5N	2W	203/+14	191/+09	+12	+05
PG	48.5N	3W	200/+09	190/+12	+10	-03
JD	49N	2W	199/+16	191/+10	+08	+06
PR	48.5N	3W	213/+17	190/+12	+23	+05
ZB	49N	1W	203/+08	192/+10	+11	-02
CF	48.5N	2.5W	195/+02	190/+11	+05	-09
CD	48N	4.5W	217/+29	189/+13	+28	+16
RO	49.5N	2W	203/+00	191/+09	+12	-09
MR	49N	1.5W	206/-03	191/+10	+15	-13
TH	47N	0.5W	219/+20	192/+14	+27	+06
CH	47.5N	1W	217/+25	192/+13	+25	+12
LS	48N	1W	220/-06	192/+12	+28	-18
LM	48.5N	3W	202/+02	190/+12	+12	-10
CA	44N	7.5W	148/+34	205/+46	-57	-12
SE	44N	7.5W	137/+13	196/+27	-59	-14
CP	45N	7W	213/+19	196/+25	+17	-06
BR	43N	11W	188/+05	183/+23	+05	-18
VR	46N	4E	252/+07	205/+19	+47	-12
VM	47N	4E	266/-01	205/+17	+61	-18
HL	51N	10E	164/+32	220/+29	-56	+03
FD	49N	10E	177/+29	221/+31	-44	-02
HD	51N	10E	173/+17	210/+07	-37	+10
VG	48N	7E	183/+23	208/+14	-25	+09
VV	48N	7E	146/+12	208/+14	-62	-02
HG	51N	10E	173/-09	210/+07	-37	-16

Notes: Iberian results have been corrected for the opening of Bay of Biscay. Moreover, northward magnetizations have been inversed to uniformize polarity.

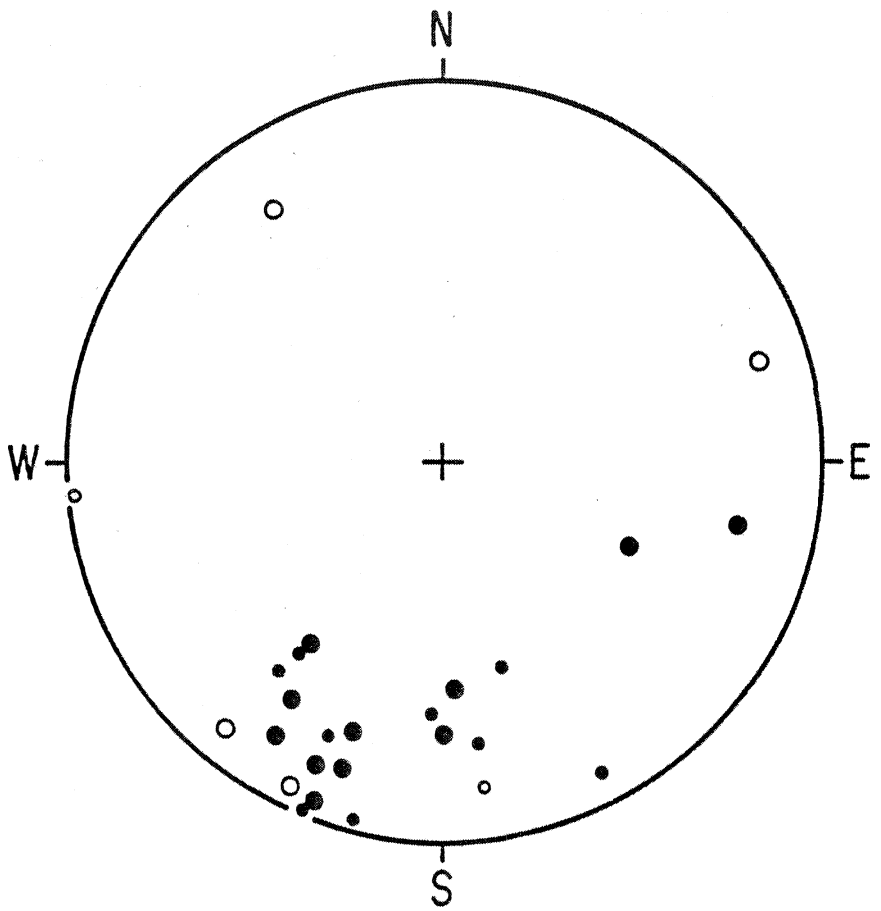
FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Equal-area projection of the Devonian-Carboniferous paleomagnetic directions from the Hercynian massifs of Western Europe. The large symbols represent the key directions (reliability class 3). Close (open) symbols are for the projection on the lower (upper) hemisphere.

Figure 2. Proposed apparent polar wander pathes for Stable Europe between the Siluro-Devonian limit up to the Permo-Carboniferous limit. The stars represent the reference pole positions we have choosen, as listed in table 2.

Figure 3. Paleomagnetic declinations pattern. The solid lines are the observed declinations while dotted lines are the expected. The general geological zonation of the belt is showed by the thick dashed lines, between the Alpine front (AF) and the Hercynian front (HF). The initials refer to table 1.

Figure 4. a : Paleogeographic model for the studied area, using the inverse deformation procedure described in the text. b: Schématization of the finite deformation, from the initial to final states of the domain. Arrows represent paleo-declinations.



●, ○ key direction (3)
•, ∘ others

fig. 1

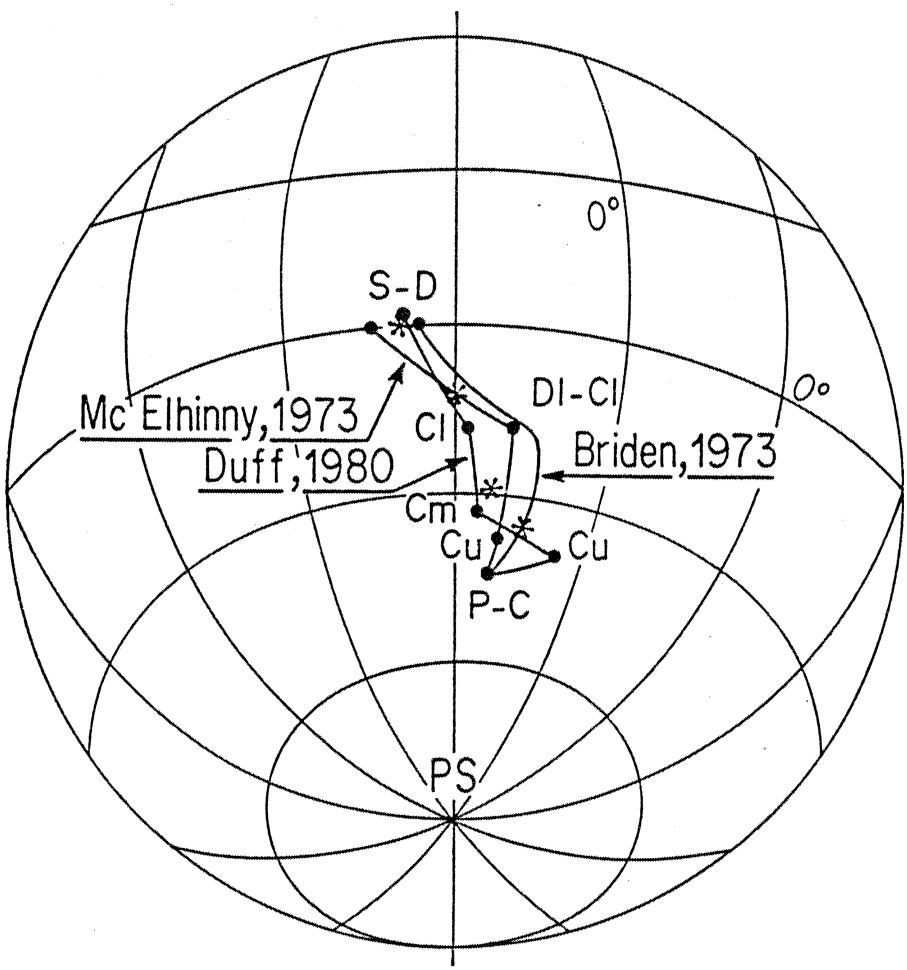

0°
S-D
Mc Elhinny, 1973
Duff, 1980
DI-CI
CI
Briden, 1973
0°
Cm
Cu
Cu
P-C
PS

Fig. 2

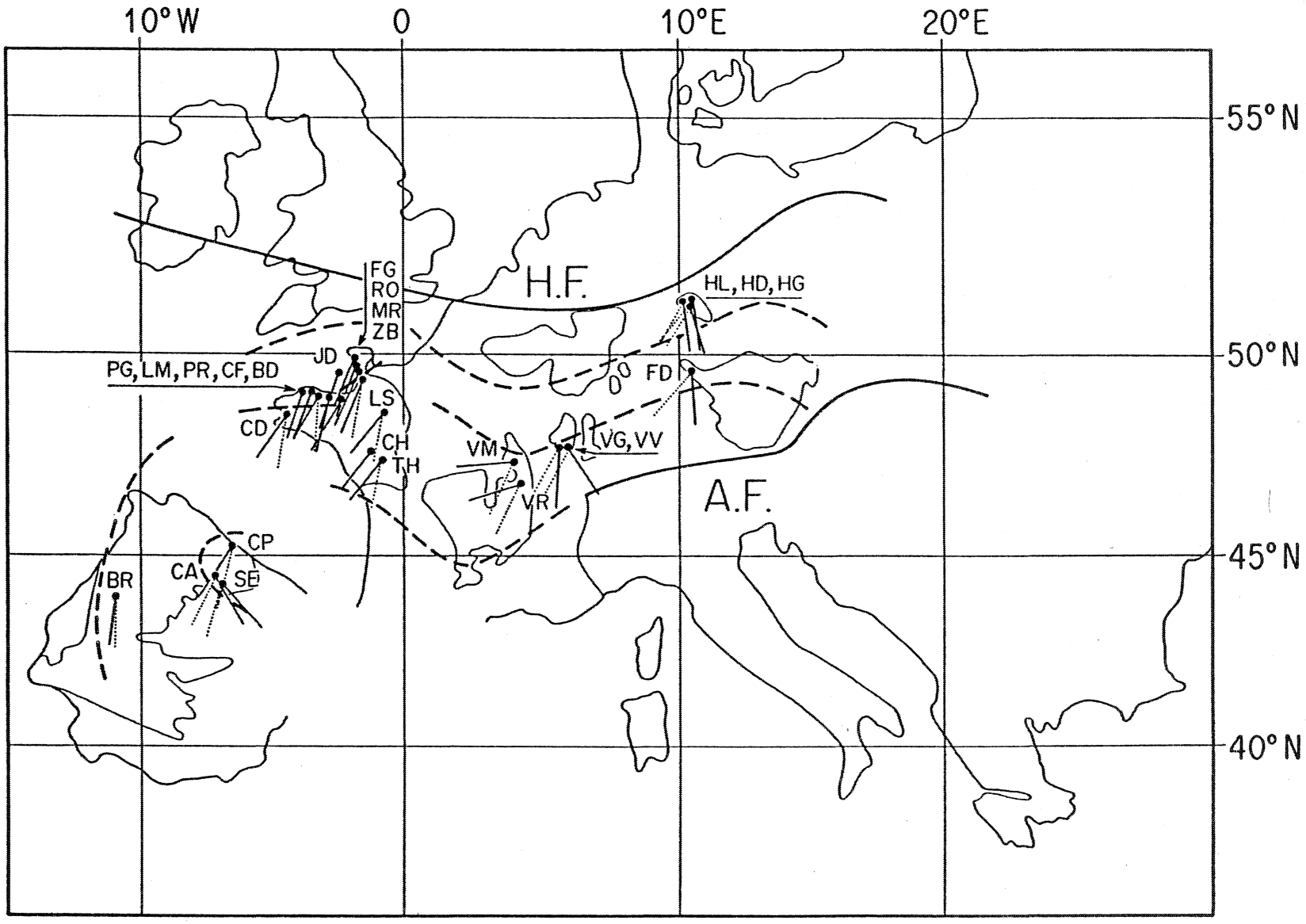

10° W
0
10° E
20° E
55° N
50° N
45° N
40° N
H.F.
A.F.
FG
RO
MR
ZB
JD
PG, LM, PR, CF, BD
LS
CD
CH
TH
VM
VR
VG, VV
FD
HL, HD, HG
CP
CA
SE
BR

fig 3

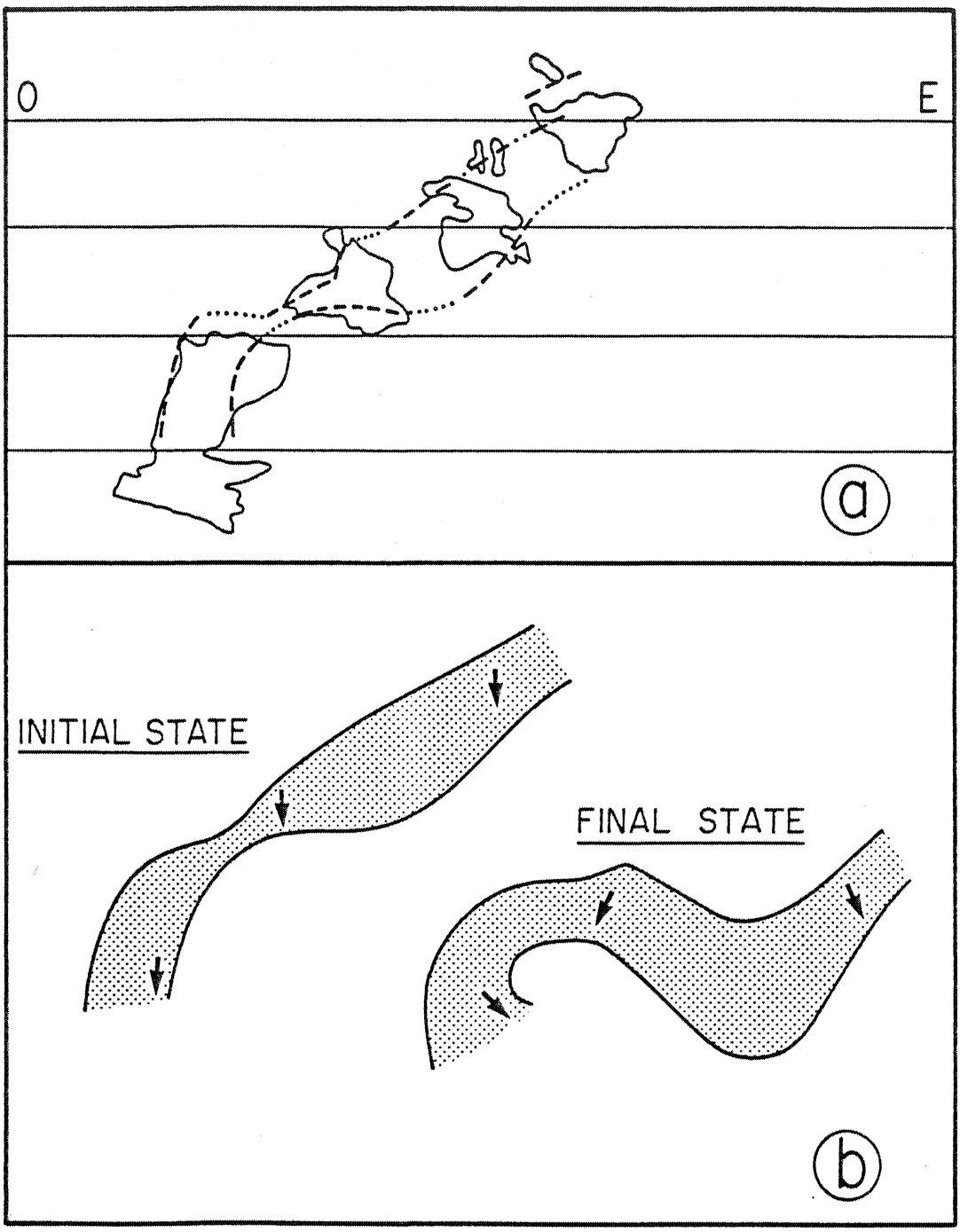


fig 4

APPORT DU PALÉOMAGNÉTISME À LA COMPRÉHENSION DE L'OROGENÈSE HERCYNIENNE EN EUROPE OCCIDENTALE.

N. BONHOMMET ET H. PERROUD.
CAESS, Laboratoire de Géophysique Interne, LP CNRS 4661, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042, RENNES Cédex, France.

Mots clés.

Paléomagnétisme, zone orogénique, Paléozoïque, Europe Occidentale, Europe Centrale, accrétion continentale, paléolatitude, rotation, Orogènes calédonien , acadien et hercynien, Armorica.

Résumé.

Le paléomagnétisme permet d'estimer des déplacements des masses continentales à la surface du globe. Ainsi dans le cas de l'orogène hercynien, la mise en évidence de mouvements nord-sud permet de démontrer la nature de type collision de la chaîne et d'infirmer l'hypothèse ensialique longtemps avancée.

Dans un permier temps les travaux paléomagnétiques réalisés sur les zones stables ont permis d'élucider en partie les déplacements paléozoïques des continents périatlantiques. Trois zones cratoniques majeures ont ainsi pu être identifiées (Laurentia, Baltica, Gondwana) pour lesquelles les courbes de dérive du pôle ont pu être proposées, bien qu'elles ne reposent parfois que sur un nombre insuffisant de données. La paléogéographie à l'Ordovicien de ces trois blocs majeurs est particulièrement favorable au test paléomagnétique : en effet à cette époque le nord de l'Afrique se situe au voisinage du pôle sud et se trouve séparé des autres continents, alors en position équatoriale, par un vaste océan. Cette situation permet de tester avec certitude l'origine paléogéographique d'unités tectoniques internes à l'orogène. Ainsi les paléolatitudes obtenues récemment sur les régions comme le Massif Armoricain, la Meseta Ibérique, le Sud des Iles Britaniques, voire même la côte Est de l'Amérique du Nord situent tous ces éléments à l'Ordovicien sur la marge Gondwanienne de cet Océan. Ces résultats sont donc en accord avec le concept d'océan médio-Européen ; ils permettent de plus d'en préciser les marges. Ils ont été obtenus par un nouveau paléomagnétisme mené au sein même des zones orogéniques.

Les résultats paléomagnétiques sont par contre plus incertains en ce qui concerne la fermeture de cet océan et l'assemblage final de la Pangée. Une des hypothèses avancée sur la base de données paléomagnétiques est l'individualisation d'une plaque "Armorica" constituée des unités tectoniques déjà citées et voyageant du Gondwana jusqu'à l'ensemble Armérique du Nord - Baltique au cours du Silurien-Dévonien. L'accolage successif de ces trois éléments provoque les orogènes Calédonien et Acadien. Les déformations hercyniennes sensu-stricto seraient alors causées par la collision entre ce nouvel ensemble et le Gondwana. Elles sont exprimées d'un point de vue paléomagnétique par de larges phénomènes de réaimantation d'âge Carbonifère moyen-supérieur mais également par un champ de rotations assez tardives dans l'ensemble de l'Europe Centrale et Occidentale.

CONTRIBUTION OF PALEOMAGNETISM FOR THE UNDERSTANDING OF HERCYNIAN OROGENY IN WESTERN EUROPE.

Abstract.

Paleomagnetism allows the determination of continental drift on the Earth surface. In the case of the Hercynian orogeny the existence of north-south displacements revealed by paleomagnetic data favours a collision type orogeny against an ensialic type orogeny.

At first paleomagnetic data obtained on the stable part of the major continents has led to a good insight on the Paleozoic displacements of peri-atlantic continents. Three major blocks have been identified (Laurentia (LA), Baltica (BA), Gondwana) for which APWP's curves have been set up, although some often rely on insufficient paleomagnetic data. The paleogeography of these continents during the Ordovician is favorable for a simple paleomagnetic test : in fact, for this period Northern Africa is close to the geographic south pole and separated by a large ocean from the other two blocks which lie down the equatorial area. This situation allows to check with great confidence the paleogeographic origin (paleolatitude) of tectonic units which are in the inner part of the orogenic mobile zone. So paleolatitude data were obtained in such areas as the Massif Armoricain, the Meseta Ibérique, Southern British Islands, even units from the East coast of Northern America ; all these units lay down, in Ordovician times, on the northern Gondwana margin of this ocean. These results agree with the idea of a Medio-European ocean ; moreover they offer the possibility to go further into details for its margins. These results have been obtained with recent paelomagnetic technics introduced for working in orogenic areas.

When dealing with the closure of this Ocean, paleomagnetic results become less clear ; this is true also for the assembly of the Pangea. One hypothesis based on paleomagnetic data is the existence of a plate, Armorica, made of all the tectonic units already mentioned which took off from Gondwana, then wandering until meeting the northern continents

(BA, LA) in Siluro-Devonian times. The successive accretion of these three elements is at the origin of the Caledonian and Acadian orogeny. Hercynian deformations, sensu stricto, would be the result of the collision between this new block and Gondwana. From a paleomagnetic point of view, they have induced Middle to Upper Carboniferous remagnetizations and also late rotations (large deviations upon magnetic declinations) in all Central and Western Europe.

INTRODUCTION : LE PALEOMAGNETISME EN ZONE OROGENIQUE.

Dans une première phase, les recherches paléomagnétiques mondiales se sont focalisées sur la détermination des courbes de dérive apparente du pôle (CDAP) des masses continentales majeures : Amérique du Nord (ou Laurentia : LA), Bouclier Baltique (BA) et Europe de l'Ouest, Gondwana (GW), Plate-forme Russe, Asie, Inde, etc... Celles-ci traduisent les déplacements de ces blocs par rapport à l'axe géomagnétique. Les résultats fiables obtenus se sont cependant vite limités au Cénozoique, Mésozoique et Paléozoique Supérieur ; même pour ces périodes, la qualité des résultats est très variable et il existe des lacunes importantes pour certaines époques dans chaque bloc étudié. Associées aux données paléomagnétiques, les données magnétiques obtenues sur les fonds océaniques ont permis des reconstructions continentales dont la précision peut-être considérée comme assez bonne. Celles-ci sont d'ailleurs utilisées par les paléomagnéticiens pour tester la nature dipolaire du champ magnétique terrestre dans le passé ou la coaxialité de l'axe géomagnétique et de l'axe de rotation de la terre (Livermore et al.,1983). Cependant, cette source d'information n'existe plus pour des âges supérieurs à celui de la croûte océanique la plus ancienne (environ 200 MA). Au-delà de la dernière signature des fonds océaniques, certaines époques favorables ont pu cependant être bien étudiées. La reconstruction de la Pangée au Permo-Tries est l'un de ces exemples (Westphal, 1976), encore que l'impossibilité de lever l'indétermination des mouvements en longitude, propre à la méthode paléomagnétique, laisse subsister différentes solutions possibles à ce genre de problème. C'est alors aux autres données géologiques qu'il faut faire appel pour tester les solutions possibles.

Lorqu'il s'est agit de s'attaquer à des formations d'âge Paléozoique, les difficultés se sont rapidement révélées. Bon nombre de roches paléozoiques affleurantes se situent dans des zones orogéniques, et ont donc subi des événements tectono-métamorphiques susceptibles de modifier l'état des mémoires magnétiques. De fait, il est apparu qu'une proportion importante des roches étudiées avait été réaimantées au cours d'événements géologiques, bien que les mécanismes de réaimantation causés par ces événements soient difficiles à saisir. Etant donné l'intérêt géologique qu'il y avait à retrouver des données paléomagnétiques d'âge Paléozoique, les méthodes se sont affinées et cette première difficulté a pu être partiellement surmontée par la mise au point de méthodes analytiques actuellement universellement employées. Il est apparu en effet que la réaimantation pouvait ne pas avoir été totale. Si l'ensemble des mémoires magnétiques d'une roche possède un spectre d'énergie "de réactivation" étalé, fonction du mode d'acquisition de l'aimantation initiale (thermorémanente, chimique, détritique), un événement géologique donné (métamorphisme, plissement, enfouissement...) ne modifiera que la partie des mémoires magnétiques d'énergie inférieure à celle développée au cours de l'événement. Ainsi, l'état magnétique actuel d'une roche peut résulter d'une suite d'événements ayant contribué de manière totale ou partielle à l'acquisition des mémoires magnétiques individuelles (Daly, 1981). La mesure de l'aimantation rémanente globale d'un échantillon correspondra alors à la somme vectorielle des moments magnétiques de la population, somme qui n'a pas de signification géologique. Pour retrouver l'histoire magnétique de la roche et les directions d'aimantation associées à chaque événement, qui elles, peuvent avoir une signification géologique, les méthodes de désaimantation progressives détaillées ont été mises au point (thermique, chimique, champs alternatifs) dont l'analyse utilise les diagrammes de Zijderveld (1967) projections des aimantations résiduelles mesurées à chaque étape, sur deux plans orthogonaux. Dans les cas favorables, ils permettent d'isoler des composantes vectorielles, associées à une partie du spectre d'énergie. On réalise ainsi au laboratoire une partition des mémoires magnétiques, qui pourra correspondre, si les circonstancesle permettent, à celle provoquée par la suite des événements géologiques subie par la roche. Cependant, une difficulté majeure vient de ce que la désaimantation peut attaquer simultanément deux aimantations distinctes de la population sans

jamais isoler l'une ou l'autre. Le résultat final sera alors une direction pouvant paraitre homogène mais qui ne représente que la composition de deux aimantations, et qui donc n'a pas de sens géologique. Dans la pratique, des tests permettant de déceler cette situation (méthodes des grands cercles (Halls, 1978), test d'antiparallélisme, quand les deux polarités sont présentes). Par exemple dans le cas où une aimantation récente de direction proche de celle du champ terrestre actuel est superposée à l'aimantation "primaire", c'est-à-dire à l'aimantation initiale du matériau, on constate une aimantation plus inclinée que celle attendue, si le site se trouve dans nos régions. De manière générale, la direction d'aimantation se trouve dans le plan défini, par les vecteurs aimantations primaire et secondaire, (plan de réaimantation qui se traduit en projection stéréographique par un grand cercle, Bonhommet, 1972, P.91).

Ces nouvelles méthodes ont permis dans de nombreux cas de reconstituer des histoires magnétiques complexes allant jusqu'à trois événements contribuant au magnétisme total des échantillons. Elles ont permis d'étendre les zones d'échantillonnage possible à des roches ayant subi une tectonique ou un métamorphisme superficiel. Des tests statistiques sur la signification des aimantations (test de plissement, test de contact,...) ont également été introduits. Elles ont donc ouvert la voie à des études paléomagnétiques visant le coeur des zones mobiles, et donc à des reconstructions géographiques d'une finesse nettement supérieure. Mais une autre difficulté est alors apparue : le problème de la datation des aimantations voire même de leur chronologie relative. Les mécanismes d'acquisition d'aimantations secondaires, sont encore mal connus et les méthodes de désaimantation ne détruisent pas nécessairement les aimantations dans l'ordre dans lequel elles ont été acquises. Comment reconnaître l'aimantation primaire si elle a survécu ? Quels événements géologiques ont favorisé le développement des aimantations secondaires ? Les datations radiochronologiques, l'âge stratigraphique ne sont que des estimations par excès de l'âge des aimantations sauf s'il est démontré que l'aimantation est primaire, les contrôles tectoniques (test de pli), l'étude de la stabilité relative des composantes, la nature des minéraux magnétiques (qu'on peut observer en microscopie optique ou électronique, ou caractériser par leurs propriétés magnétiques par des expériences en laboratoire) sont autant d'éléments de décision dans l'ordre d'apparition des composantes. De même, la connaissance sur l'unité tectonique étudiée des directions du champ magnétique terrestre pour des périodes plus récente que l'âge de la roche peut permettre de proposer un âge par comparaison des directions.

Enfin, les directions déterminées au moyen des méthodes analytiques fines citées plus haut sont-elles bien des directions du champ magnétique terrestre, fidèlement mémorisées ? La réponse est essentielle ; c'est la première question qui se pose en paléomagnétisme. En zone orogénique, plissement, déformation, métamorphisme peuvent rendre tout travail inutile, si la direction de l'aimantation d'origine a été déviée sans que cela n'apparaisse de manière évidente. Un travail tectonique de terrain s'avère nécessaire et l'association réalisée récemment d'équipes paléomagnétique et structurale illustre cette exigence. La simple correction de pendage, traditionnellement pratiquée en paléomagnétisme, est notoirement insuffisante en région déformée. Dans le cas où la déformation interne est négligeable, elle permet certes d'obtenir l'inclinaison de l'aimantation (et donc la paléolatitude) mais l'erreur sur la déclinaison peut être grande, par exemple dans le cas de plis à axes inclinés. Un échantillonnage dispersé dans des séries à axes de pli non horizontaux entraine une dispersion sur la déclinaison, ainsi que cela a pû être observé dans des travaux sur l'arc des Asturies ; dans cette étude la connaissance des rotations successives, pour passer de l'état initial (non déformé) à l'état final (actuel) a permis par une déformation inverse, de corriger les déclinaisons (Bonhommet et al., 1981). Même observation pour l'origine de la dispersion faite au Tibet (Achache et al., 1984 ; Besse et al., 1984).

Dans le cas ou la déformation interne est significative, le problème est plus complexe. La direction du vecteur aimantation a pu être déviée, en fonction des paramètres de la déformation. Dans le cas particulier des séries permiennes du Dôme de Barrot, ce phénomène a pu être caractérisé en associant travail structural et paléomagnétisme (Cogné et Perroud, 1984).

En conclusion, nous dirons que, en s'attaquant aux zones orogéniques, les paléomagnéticiens ont été amenés à considérablement modifier leurs méthodes de travail mais également leur approche géologique. L'effort énorme d'adaptation réalisé permet de nos jours d'obtenir des données beaucoup plus fiables, encore qu'il reste des lacunes importantes dans la connaissance relative au magnétisme des roches. Ainsi, il devient possible maintenant de disposer d'une base de données paléomagnétiques suffisante pour tenter de modéliser l'évolution géodynamique qui a conduit à la génèse de la chaine hercynienne.

DONNEES RELATIVES AUX BLOCS MAJEURS.

Trois zones cratoniques majeures entourent les domaines hercyniens dans les reconstructions de la Pangée permienne : il s'agit des cratons Nord-Américain (Laurentia), Baltique (Baltica) et Ouest-Africain (appartenant au Gondwana). Nous nous sommes attachés à restituer les mouvements de ces blocs majeurs au cours du Paléozoique, au travers des données paléomagnétiques publiées. Pour la Laurentia, une CDAP a été récemment proposée par Van der Voo (1981). Pour Baltica, une compilation des résultats (Protérozoique Supérieur-Dévonien) a été publiée par Briden et Duff (1981). Ces deux publications utilisent des critères de sélection, avec en particulier l'usage extensif des méthodes de désaimantation. Des résultats sur la plate-forme Russe sont également disponibles (Khramov et al., 1981), mais sont plus difficiles a utiliser car on sait peu de choses sur les tests de stabilité conduits dans leurs études paléomagnétiques par les auteurs russes. Enfin, pour le Gondwana, Morel et Irving (1978) ont tenté de définir une CDAP Paléozoique et ont proposé deux chemins (X et Y) pour la période Silurien-Dévonien. En effet, l'éclatement du Gondwana en plusieurs continents lors de la fracturation de la Pangée rend plus délicat l'établissement d'une CDAP de référence fiable. Cette situation nous conduira à envisager plusieurs solutions pour le mouvement de ce craton au Paléozoique. Cependant, un fait semble clairement établi, aussi bien en paléomagnétisme que par des considérations géologiques relatives aux traces de glaciations (Fairbridge, 1969) : A l'Ordovicien, le Pôle Sud se situe sur ou au voisinage du Craton Ouest-Africain. Les données paléomagnétiques relatives à cette époque pour le Gondwana sont résumées dans le tableau 1. Les pôles paléomagnétiques y sont donnés aussi bien en position actuelle des continents que dans la reconstruction du Gondwana de Smith et Hallam (1970), l'Afrique restant fixée à sa position actuelle. La figure 1 représente ces résultats, montrant un groupement raisonnable des pôles (rayon du cercle de confiance = 11°) à proximité de la marge Nord du continent Africain.

A la même époque, les données paléomagnétiques des cratons Laurentia et Baltica, d'après les compilations mentionnées précédemment, indiquent des positions quasi-équatoriales pour ces deux continents. On est donc amenés à positionner un vaste océan entre la marge Nord du Gondwana et la marge Sud des continents Laurentia et Baltica (cf. figure 2). Cette situation est particulièrement favorable à un test paléomagnétique pour rechercher l'origine des noyaux paléozoiques et précambriens situés au coeur de la zone mobile hercynienne. En effet une simple détermination de l'inclinaison magnétique de roches ordoviciennes devrait suffire pour positionner ces éléments sur une marge ou l'autre de cet océan. Ce test a été conduit, et les résultats seront développés dans le paragraphe suivant.

Un autre point de discussion essentiel tient à la situation au Devonien-Carbonifère. La situation du Gondwana est particulièrment discutée car les données obtenues sur l'Afrique sont contradictoires. Hailwood (1974) a obtenu sur la norite de Msissi un pôle fiable mais mal daté, positionnant la marge nord de l'Afrique par 45°S au Dévonien Supérieur. Kent et ses collaborateurs (1984) ont obtenu sur les sédiments dévoniens de Mauritanie (Geignuira-Dikel formation) une paléolatitude beaucoup plus faible (15°S), situant ainsi le Gondwana au contact de l'ensemble Laurentia-Baltica (Laurussia) dès le Dévonien ; cependant, une réaimantation au Permien de cette série ne peut être exclue. Nous verrons plus loin comment nos données, provenant du coeur de l'orogène, peuvent nous permettre de favoriser l'un de ces deux modèles.

DONNEES RELATIVES AUX ZONES MOBILES.

En ce qui concerne l'orogènese hercynienne les régions situées en Europe Occidentale, entre le front varisque et le front alpin ont été l'objet d'efforts particuliers lors des dernières années. En particulier le Massif Armoricain, bien connu sur le plan géologique (Cogné, 1971) se présentait comme une région d'étude favorable étant donné la diversité des formations et le grand nombre de datations radiochronologiques déja effectuées (Vidal, 1976). Outre la collaboration étroite des équipes de Rennes et du Michigan, qui portent leur attention sur le Massif Armoricain, la Meseta Ibérique mais aussi sur les terrains correspondant situés de l'autre côté de l'Atlantique (Nouvelle Ecosse, Piedmont), les équipes de Strasbourg, Zurich, Leeds et de Paris (IPG) contribuent aux résultats obtenus sur le Massif Central, les Vosges, le Harz, la Montagne Noire, l'Ecosse et l'Irlande. Le succès n'est pas toujours garanti ; des réaimantations importantes (Montagne Noire)

bloquent souvent l'accès aux données sur le Paléozoique inférieur mais elles peuvent constituer en même temps un outil très puissant de caractérisation des phases hercyniennes (V. Courtillot et al., 1985) en particulier lorsqu'il y a coexistence d'aimantation syntectonique et posttectonique (Perroud, 1983). Dans d'autres cas l'étude d'un terrain ou s'accumulent toutes les difficultés (métamorphisme, déformations,....), où aucune étude structurale n'a été faite par l'auteur, conduit à un travail sans signification (Seguin, 1983). Ceci montre à quel point l'utilisation des méthodes paléomagnétiques est devenue délicate en zone orogénique. Signalons enfin que les recherches au sein de l'orogène se poursuivent actuellement vers l'Est (Tchécoslovaquie) et vers les régions hercyniennes de l'Afrique du Nord (Maroc). Notre but ici n'est pas de considérer l'une après l'autre toutes les données acquises mais plutôt de souligner les tendance principales qui s'en dégagent. Le lecteur intéressé par l'aspect méthodologique de ces études devra se reporter aux publications originales. Notons seulement que nous attachons une importance particulière aux tests de stabilité consuits par les auteurs.

Pour le Précambrien Supérieur-Cambrien, dans un important travail, Hagstrum et ses collaborateurs (1980) ont proposé une CDAP pour le Massif Armoricain. Ils montrent que celle-ci se superpose à celle du Gondwana. Des résultats ultérieurs (Perroud et al., 1982 ; Perigo et al., 1983) se sont avérés tout à fait compatibles avec cette proposition. Cette constatation conduit à rattacher le Massif Armoricain au Gondwana au début de l'ère Paléozoique. L'importance de la dérive du pôle, mise en évidence au cours de cette période suggère des déplacements rapides des continents (5-10 cm/an). Il faut noter que le M.A. est la première zone orogénique où une aussi grande densité des données a pu être obtenue. Paradoxalement on est loin de posséder actuellement autant de données fiables sur la plupart des craton majeurs.

Pour l'Ordovicien, de nombreuses données sont disponibles, bien que leur qualité soit inégale. Perroud et Van der Voo (1984) en ont réalisé des compilations. Ils ont noté dans une reconstruction des continents périatlantiques au Dévonien Supérieur la remarquable cohérence de la répartition géographique des inclinaisons élevées par rapport aux inclinaisons faibles (cf. aussi Perroud et al., 1983, Fig.1). Etant donné la position du pôle paléomagnétique à cette époque et la situation paléogéographique des cratons (voir ci-dessus), ils ont été conduits à proposer que la majeure partie de l'Europe Hercynienne et même son équivalent sur l'autre rive de l'Atlantique (Van der Voo et al., 1984), se situait alors sur la marge gondwanienne d'un vaste ocean.

pour lequel le nom d'Océan Médio-Européen, proposé par les paléontologistes (Whittington et Hughes, 1972), peut s'appliquer pour partie. La figure 2 schématise les positions possibles de ces différents noyaux paléozoiques, en fonction de leur paléolatitude et de la position des zones cratoniques majeures, indépendamment des rotations tectoniques qu'ils ont pu subir au cours de l'orogénèse.

Le Silurien correspond à une lacune dans les données paléomagnétiques. Peu de formations ont été identifiées, susceptibles d'avoir mémorisé le champ magnétique terrestre. Van der Voo (1967), publia cependant les résultats d'une étude pilote du volcanisme basique de la région d'Almaden, Meseta Ibérique. Une étude extensive de ce même volcanisme est en cours.

La période Devonien-Carbonifère moyen est celle de la majorité des événements tectoniques hercyniens. Elle est donc essentielle pour la compréhension de l'orogénèse. Cependant, le nombre de données disponibles dont l'âge prédate sans équivoque l'évolution orogénique, est limité et des conclusions définitives ne peuvent encore être avancées, contrairement à la situation à l'Ordovicien. De plus, la position des cratons eux-mêmes n'est pas établie avec certidude (Gondwana). Trois groupes de données se dégagent :

(1) Les aimantations préorogéniques (test de pli positif par exemple) qui indiquent des paléolatitudes entre 20°S et l'équateur (Bonhommet et al., 1981 ; Perroud, 1983 ; Perroud et Bonhommet, 1984 ; Bachtadse et al., 1983 ; Edel, 1981 ; de Bouvier et al., 1979 ; Duff, 1980), conformes à celles de l'Europe stable. Par contre les déclinaisons magnétiques mettent en évidence des rotations.

(2) Les aimantations syn ou post-tectoniques, soit qu'il s'agisse d'aimantation primaire de granite syn-tectonique (Van der Voo et Klootwijck, 1972 ; Duff, 1979), soit qu'il s'agisse de réaimantations (Perroud et al., 1983) ; Edel et al., 1984 ; Perroud et al., 1982 ; Jones et al., 1979). A noter que le résultat obtenu par Jones et ses collaborateurs (1979) sur le synclinal de Montmartin fait partie de ce groupe, ainsi que cela a été montré par un test de pli négatif (Perroud et al., 1984). Les inclinaisons magnétiques se situent pour l'ensemble de ces résultats au voisinage de l'équateur (0-10°S) et les déclinaisons révèlent l'existence de rotations tardives dans l'histoire orogénique. Une étude complète du champ des rotations mises en évidence par ces résultats a été entrepise (Perroud et Bonhommet, 1983) pour tenter de caractériser la cinématique de la déformation.

(3) Les résultats obtenus sur le Sud du Portugal (Perroud et al., 1984) qui ne s'intègrent dans aucun des deux groupes précédents. Les inclinaisons obtenues sont plus importantes, conduisant à une paléolatitude de 35°S-40°S pour le Dévonien Supérieur. Ces résultats suggèrent l'existence d'une séparation entre les parties Nord et Sud de la Péninsule Ibérique. On est tenté alors de rapprocher cette dernière de l'Afrique.

Enfin, les données paléomagnétiques d'âge Paléozoique Supérieur sont tout à fait cohérentes sur l'ensemble des domaines hercyniens et l'Europe Stable (Zijderveld et Van der Voo, 1971). La seule anomalie provient de l'ouverture du Golfe de Gascogne, au Crétacé, qui a entrainé une déviation systématique de 35° (Van der Voo, 1969) des déclinaisons des aimantations d'âge antérieur en péninsule ibérique.

CONCLUSION : INTERPRETATION GEODYNAMIQUE.

Une situation paradoxale apparait résultant de la compilation des données paléomagnétiques provenant de l'Europe Hercynienne : alors que l'appartenance au Gondwana de l'ensemble de ces régions semble assuré pour le Paléozoique Inférieur, il semblerait qu'au Paléozoique Moyen (Dévonien en particulier), ces régions étaient déjà accolées à l'Europe. Deux alternatives peuvent alors être envisagées soutenues chacune par les données paléomagnétiques contradictoires dévoniennes du Gondwana :

- Le Gondwana se situe nettement au Sud de l'ensemble Laurussia, ainsi que suggéré par le résultat de Hailwood (1974). Un océan serait alors présent entre Europe et Afrique (protothetys). Le résultat du gabbro de Beja, Sud Portugal (Perroud et al., 1984) supporte ce modèle, ainsi que des résultats préliminaires sur des formations dévoniennes d'Afrique du Sud (Bachtadse et al., 1984). Ce modèle implique qu'entre l'Ordovicien et le Dévonien, un élément appelé Armorica par Van der Voo (1979), car centré sur le Massif Armoricain, mais composé également de la plupart des autres noyaux hercyniens d'Europe Occidentale, voire de la côte Est des Etats Unis, se soit détaché du Gondwana pour venir s'accoler à l'Europe. L'orogène Acadien pourrait correspondre à la collision de cet élément avec le craton Nord-Américain. La forme en "Y" de l'orogène calédonien pourrait également correspondre à cet épisode. Les situations paléogéographiques correspondant à ce modèle ont été décrite par Perroud et coll. (1984). En particulier, la fermeture de cette protothetys au Carbonifère serait responsable des déformations hercyniennes sensu-stricto,

dont les rotations démontrées par les déclinaisons paléomagnétiques (fermeture de l'arc Ibéro-Armoricain, par exemple, Perroud et Bonhommet, 1981). La difficulté de ce modèle vient de ce que des arguments paléogéographiques suggèrent une continuité entre Afrique et Europe au Dévonien (Robardet et al., en préparation).

Cette difficulté devient le meilleur argument pour l'autre alternative ou le Gondwana se situerait dès le Dévonien en contact avec la Laurussia. Cette situation correspond au résultat paléomagnétique obtenu sur les sédiments dévoniens de Mauritanie (Kent et al., 1984). La Pangée serait alors déjà assemblée et il n'y aurait plus besoin que de réajustements internes pour obtenir la configuration permienne. Il n'est alors plus nécessaire de séparar les régions armoricaines de l'Afrique. Il resterait cependant à trouver les causes des orogènes alleghennien et hercynien, et les raisons des données paléomagnétiques erronnées qui supportent l'autre modèle.

La figure 3 représente l'évolution en paléolatitude d'un ensemble de lieux situés au Permien de part et d'autre du domaine Appalachien-Hercynien d'après les données des blocs majeurs pour les points 1, 2 et 3, appartenant respectivement aux cratons Baltique, Américain et Africain, et d'après les données des zones mobiles pour les points 4 et 5 (Nord et Sud de l'Europe hercynienne). Les deux alternatives évoquées ci-dessus sont représentées. A noter que la pente des courbes de paléolatitudes représente la vitesse en latitude de dérive des continents, qui atteint 10 cm/an pour le Gondwana, dans les deux modèles, ainsi que pour Armorica. Bien qu'il ne soit donc pas encore possible de faire un choix définitif entre ces alternatives, il est des conclusions que le paléomagnétisme est d'ores et déjà en mesure d'apporter :

(1) La formation de la Pangée permienne résulte de déplacement continentaux dont au moins une partie correspond à la fermeture d'océans. En ce sens, on ne peut parler de nature ensialique pour les orogènes résultants, puisqu'il y a confrontation de plaques.

(2) Il y a nécessairement des mouvements tardifs entre ces plaques , voire au sein de certaines, mis en évidence par des rotations. Qu'il s'agisse de mégacisaillement (Arthaud et Matte, 1977) ou de mécanismes d'extrusion latérale (Tapponnier et Peltzer, 1982) de type hymalayen, l'intégrité des plaques en est affectée.

(3) Les vitesses de déplacements de continents aussi larges que le Gondwana sont un ordre de grandeur supérieur à ce que l'on observe de nos jours.

Ces considérations dépassent le simple cadre de l'orogénèse hercynien pour tenter d'atteindre le fonctionnement de la machine thermique qu'est la Terre, dans des périodes où une partie des moyens d'observations du fonctionnement actuel de cette machine ne sont plus disponibles.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ACHACHE J., COURTILLOT V. and XIU Z.Y. (1984). - Paleogeographic and tectonic evolution of Southern Tibet since Middle Cretaceous time : new paleomagnetic data and synthesis. J. Geophys. Res. 89, p. 10311-10339.

ARTHAUD F. and MATTE P. (1977). - Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa : result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., 88, p. 1305-1320.

BACHTADSE V., HELLER F. et KRONER A. (1983). - Paleomagnetic investigations in the Hercynian mountain velt of Central Europe. Tectonophysics, 91, p. 285-299.

BACHTADSE V., VAN DER VOO R. et KRONER A. (1984). - Paleomagnetic results from the Lower Devonian part of the table Mountain Group, South Africa. E O S, 65, p. 863.

BESSE J., COURTILLOT V., POZZI J.P., WESTPHAL M. and ZHOU Y.X. (1984). - Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. Nature 311, p. 621-626.

BONHOMMET N. (1972). Sur la direction d'aimantation des laves de la chaîne des Puys, et le comportement du champ terrestre en France au cours de l'évènement du Laschamp. 240 pp., Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.

BONHOMMET N., COBBOLD P. PERROUD H. et RICHARDSON A. (1981). - Paleomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian arc (Spain). J. Geophys. Res., 86, p. 1873-1887.

BRIDEN J.C. et DUFF B.A. (1981). - Pre-Carboniferous Paleomagnetism of Europe north of the Alpine orogenic belt. Dans "Paleoreconstruction of the continents", M.W. Mc Elhinny et D.A. Valencio, Edits, Geodynamic Series, vol. 2, p. 137-149.

COGNÉ J. (1971). - Le Massif Armoricain et sa place dans la structure des socles Ouest-Européens. Dans "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", Technip. edit., tome I, p. 1-23.

COGNÉ J.P. et PERROUD H. (1985). - Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt : the Permian red slates of the Alpes Maritimes, France. Earth Planet. Sci. Lett., 72, p. 125-140.

CREER K.M. (1972). - Paleomagnetism of some Lower Paleozoic South American rocks. Trans. Amer. Geophys. Un., 53, P. 172.

DALY L. (1981). - Des aimantations partielles aux aimantations superposées : espoirs et difficultés. Phys. Earth. Planet. Int., 24, p.218-227.

DE BOUVIER M.C., BONHOMMET N. et VAN DER VOO R. (1979). - Paleomagnetism and k-140 dating of dolerites dykes from the Armorican Massif, France. E O S, Trans., 60, p. 220.

DUFF B.A. (1979). - The paleomagnetism of Cambro-Ordovician redbeds, the Erquy spilite Series and the Tregastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands). Geophys. J. R. Astr. Soc., 59, p. 345-365.

DUFF B.A. (1980). - The paleomagnetism of Jersey volcanics and dykes, and the Lower Paleozoic apparent polar wander path for Europe. Geophys. J.R. Astr. Soc., 6o, P. 355-375.

EDEL J.B., LACAZE M. et WESTPHAL M. (1981). - Paleomagnetism in the north-eastern Central Massif (France) : evidence for Carbonifersous rotations of the Hercynian orogenic belt. Earth Planet. Sci. Lett., 55, 48-52.

EDEL J.B. et COULON M. (1984). - Late Hercynian remagnetization of Tournaisian series from the Laval syncline, Armorican Massif, France. Earth Planet Sci. Lett., 68, P. 343-350.

FAIRBRIGDE R.W. (1969). - Early Paleozoic south pole in northwest Africa. Geol. Soc. America Bull., 80, 113-114.

HAGSTRUM J., VAN DER VOO R., AUVRAY B. et BONHOMMET N. (1980). - Eocambrian-Cambrian paleomagnetism of the Armorican Massif, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 61, P. 489-517.

HAILWOOD E.W. (1974). - Paleomagnetism of the Msissi norite (Morocco) and the Paleozoic reconstruction of Gondwanaland. Earth Planet. Sci. Lett., 23, p. 376-386.

HALLS H.C.(1978). - The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism. Phys. Earth Planet. Int., 16, p. 1-11.

JONES M., VAN DER VOO R. et BPNHOMMET N. (1979). - Late Devonian to early Carboniferous paleomagnetic poles from the Armorican Massif, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 58, p. 287-308.

KENT D.V., DIA O. et SOUGY J.M.A. (1984). - Paleomagnetism of Lower-Middle Devonian and Upper Proterozoic-Cambrian (?) rocks from Mejeria (Mauritania, West Africa) dans "Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism", R. Van der Voo, C.R. Scotese and N. Bonhommet Edits, Geodynamic series vol. 12, p. 99-115.

KHRAMOV A.N., PETROVA G.N. et PECHERSKY D.N. (1981). - Paleomagnetism of the Soviet Union. Dans "Paleoreconstruction of the continents", M.W.Mc Elhinny et D.A. Valencio, edits, Geodynamic séries, vol. 2,p.177-194.

KRONER A., MC WILLIAMS M.O., GERMS G.J.B., REID A.B. et SCHALK K.E.L. (1980). - Paleomagnetism of Late Precambrian to Early Paleozoic mixtite bearing formations in Namibia (South West Africa): (I) the Name group and Blaubeker Formation, Am. J. Sci.

LIVERMORE R.A., VINE F.J., SMITH A.G. (1983). - Plate motions and the Geomagnetic field. I : Quaternary and late tertiary. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 73, p. 153-171.

MANZONI M. et NANNI T. (1977). - Plaeomagnetism of Ordovician Lamprophyres from Taylor Valley, Victoria Land, Antartica Parc, Appl. Geophys., 115, p. 961-977.

MOREL P. et IRVING E. (1978). - Tentative paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic. J. Geol., 86, p. 535-561.

PERIGO R., VAN DER VOO R., BONHOMMET N. et AUVRAY B. (1983). - Paleomagnetism of late Precambrian-Cambrian volcanics and intrusive from the Armorican Massif, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 75, p. 235-260.

PERROUD H. (1983). - Paleomagnetism of Paleozoic rocks from the Cabo de Penas, Asturias (Spain). Geophys. J. R. Astr. Soc., 75, 201-215.

PERROUD H. et BONHOMMET N. (1981). - Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. Nature, 292 p. 445-448.

PERROUD H. et BONHOMMET N.,(1983).- Paleomagnetic evidence for lithospheric deformation in the Hercynian foldbelt. Int. Union Geod. Geophys. 18ème, Hambourg, Interdisciplinary Symposium, Prog. and abstracts, 1, p. 104.

PERROUD H. et BONHOMMET N. (1984). - A Devonian paleomagnetic pole for Armorica. Geophys. J. R. Astr. Soc., 77, p. 839-845.

PERROUD H. et VAN DER VOO R. (1984). - Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Brittany, France. J. Geophys. Res., sous presse.

PERROUD H, BONHOMMET N. et VAN DER VOO R. (1983). - Paleomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France). Geophys. J. R. Astr. Soc. 71, p. 307-320.

PERROUD H., VAN DER VOO R. et BONHOMMET N. (1984). - Paleozoic evolution of the Armorica Plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, 12, p. 579-582.

PERROUD H., ROBARDET M., VAN DER VOO R., BONHOMMET N. et PARIS F. (1984). - Revision of the age of the magnetization of the Montmartin redbeds, Normandy, France. Geophys. J. R. Astr. Soc., 80, p. 541-549.

PERROUD H., BONHOMMET N. et RIBEIRO A., (1985). - Paleomagnetism of Late Paleozoic igneous rocks from Southern Portugal. Geophys. Res. Lett. Vol. 12, 1, p. 45-48.

ROBARDET M. et PARIS F., en préparation. - Comment on "Paleomagnetism of some lithological units from the Lower Paleozoic of the Vendée France". by K.M. Seguin.

ROBARDET M., PARIS F. et SCOTESE C., en préparation. - Southwestern Europe between Gondwana and Laurussia during Lower Paleozoic times. A critical review.

SEGUIN M.K. (1983). - Palaeomagnetism of some lithological units from the Lower Paleozoic of the Vendée, France. Tectonophysics, 96, p. 257-279.

SMITH A.G. et HALLAM A. (1970). - The fit of the southern continent. Nature. 225, p. 139-144.

TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A.Y., ARMIJO R. and COBBOLD P. (1982). - Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10, p. 611-616.

VALENCIO D.A., VILAS J.F.A. et MENDIA J.E. (1980). - Paleomagnetism and K-Ar age of Lower Carboniferous and Upper Silurian-Lower Devonian rocks from Northwestern Argentine. Geophys. J. R. Astr. Soc. 62, p. 27-39.

VAN DER VOO R.(1967). - The rotation of Spain : Palaeomagnetic evidence from the Spanish Meseta. Paleog. Paleocl. Paleoecol., 39, p.295-311.

VAN DE VOO R. (1969). - Paleomagnetic evidence from the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 7, P. 5-56.

VAN DER VOO R., (1979). - Paleozoic assembly of Pangea : a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. EOS Trans., 60, p. 241.

VAN DER VOO R. (1981). - Paleomagnetism of the North America : a brief review. Dans "Paleoreconstruction of the continents". M.W. Mc Elhinny et D.A. Valencio edits, Geodynamic Series vol. 2, p. 159-176.

VAN DER VOO R. et KLOOTWIK C.T. (1972). - Paleomagnetic reconnaissande study of the Flamanville granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility. Geol. Mijnbouw, 51, p.609-617.

VAN DER VOO R., JOHNSON R.J. et PERROUD H. (1984). - A Caledonian to hercynian history of collisions in the North American Appalachians on the basis of paleomagnetic data. Int. Geological Congress, 27ème Moscow.

VILAS J.F.A. et VALENCIO D.A. (1978). - Paleomagnetism and K-Ar age of the Upper Ordovician Alcaparrosa Formation, Argentina. Geophys. J. R. Astr. Soc., 55, p.143-154.

VIDAL Ph. (1976). - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Strontium. Thèse, Rennes.

WESTPHAL M. (1976). - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée Occidentale. Thèse Strasbourg, 304 pp.

WHITTINGTON H.B. et HUGHES C.D. (1972). - Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobites distributions. Phil. Trans. R. Soc. London, 263, p. 235-278.

ZIJDERVELD J.D.A. (1967). - Demagnetization of rocks : analysis of results. Dans "Méthodes in paleomagnetism". D.M. Collinson, K.M. Creer et S.K. Runcorn edits, p. 254-286.

ZIJDERVELD J.D.A. et VAN DER VOO R. (1971). - Les données paléomagnétiques et leur implication sur l'histoire structurale du Golfe de Gascogne. Dans "Histoire structurale du Golfe de Gascogne". Technip. édit., Tome II, p.1-23.

Tableau 1: Poles paleomagnetiques ordoviciens du Gondwana

Continent	Unite geologique	Age (MA)	Pole (coord. locales) Lat(N)	Long(E)	A95	dp	dm	Pole (coord. Afrique) Lat(N)	Long(E)	Reference ou liste GJ
Afrique	Hook intrusives	500 17	14	336	36	-	-	14	336	9/132
	Blaubeker Fm	471	51	353	-	10	21	51	353	Kroner et al. (1980)
	Table Mountain	O	50	349	-	-	-	50	349	4/032
	Ntonya Ring *	480	28	345	-	-	-	28	345	9/137
	Hasi-Messaud sed	C-O	53	26	-	5	6	53	26	15/141
Antarctique	Charnockite Mirnvy	500	-2	29	-	8	16	49	16	14/408
	Intrus. Sor Rondane	480	-28	10	-	5	6	18	15	10/140
	Lamproph. Taylor V.	470	-9	27	-	6	11	42	19	Manzoni et Nanni (1977)
Australie	Jinduckin Fm	O1	-13	25	11	-	-	44	9	14/395
	Stairway Sdst.	Om	2	50	8	-	-	51	48	14/393
Amerique du Sud	Sed. rouge Bolivie **	O	4	300	16	-	-	-1	342	12/140
	Jujuy Fm, Argentine	O	11	333	16	-	-	24	2	12/141
	Jacadigo, Bolivie	O-S	10	0	-	23	15	46	21	6/066
	Urucum Fm, Bolivie	O-S	17	347	-	-	-	37	9	Creer (1972)
	Suri	O1	-9	6	6	-	-	25	44	Valencio et al. (1980)
	Alcaparosa **	Ou	-56	33	16	-	-	-16	77	Vilas et Valencio (1978)

Notes:
- * : Age d'apres une datation K-Ar sur biotites (Kroner et al., 1980)
- ** : Poles non retenues pour le calcul du pole moyen
- A95, dp et dm sont respectivement le rayon ou les demi-axes du cercle ou de l'ellipse de confiance
- Le pole paleomagnetique Ordovicien du Gondwana, obtenu par moyenne des 14 poles retenus est le suivant: Lat = 40N, Long = 10E, k = 15, A95 = 11.

TAB. 1 : Ordovician paleomagnetic poles from Gondwana.

Notes:
- * : Age given from a K-Ar datation made on biotite (Kroner et al., 1980).
- ** : Data not used in the mean pole determination
- α_{95}, dp and dm are respectively the mean radius or the half-axis of the circle (ellipse) of confidence.
- The mean ordovician paleomagnetic pole for Gondwana obtained using the mean of the 14 data selected is : Lat = 40°N, Long = 10°E, k = 15, α_{95} = 11.

LEGENDE DES FIGURES

Figure 1 - Position des pôles paléomagnétiques ordoviciens pour le Gondwana. La reconstruction de Smith et Hallam (1970) a été utilisée pour recalculer les pôles (cf. tableau 1) dans un système où l'Afrique est à sa position actuelle. Les continents concernés sont représentés également dans ce système de coordonnées. Projection stéréographique.

Figure 2 - Paléolatitude à l'Ordovicien des noyaux paléozoiques de la chaine hercynienne, en fonction des résultats paléomagnétiques. La position des boucliers est déduite des pôles paléomagnétiques ordoviciens publiés (cf. texte). Projection stéréographique.

Figure 3 - Evolution en latitude (à droite) au cours du Paléozoique d'un ensemble de lieux (à gauche) situés au Dévonien de part et d'autre du domaine orogénique hercynien. Deux alternatives (lignes en tiretés) sont mentionnées pour l'Afrique (cf. texte).

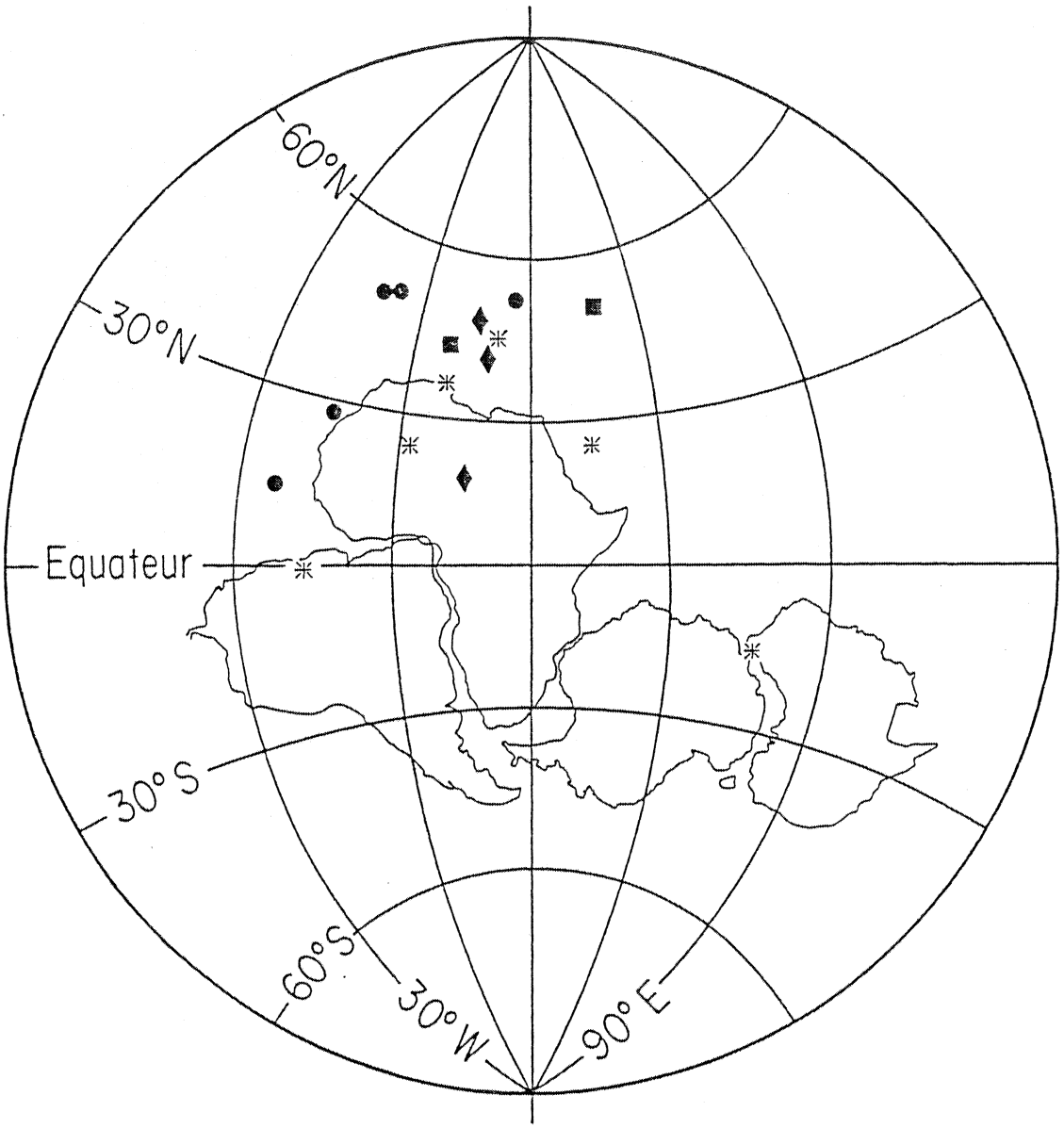
FIGURES CAPTIONS

Fig. 1 - Stereographic projection of Ordovician paleomagnetic poles for Gondwana. Smith and Hallam (1970) fit has been used to calculate the poles (table 1) in a reference frame with Africa fixed at his present position.

Fig. 2 - Paleolatitude in Ordovician time of Paleozoic tectonic units from the Hercynian mountain belt, deduced from paleomagnetic results. The position of the shields is given through the published Ordovician paleomagnetic poles (see text). Stereographic projection.

Fig. 3 - Latitudinal motions (right) during the Paleozoic of a set of locations (left) which were situated in Devonian on either side of the hercynian orogenic domain. Two possibilities (dashed lines) are given for Africa (see text).

Pôle Nord



- AFRIQUE
- ANTARTIQUE
- AUSTRALIE
- AMERIQUE SUD

Pôle Sud

fig. 1

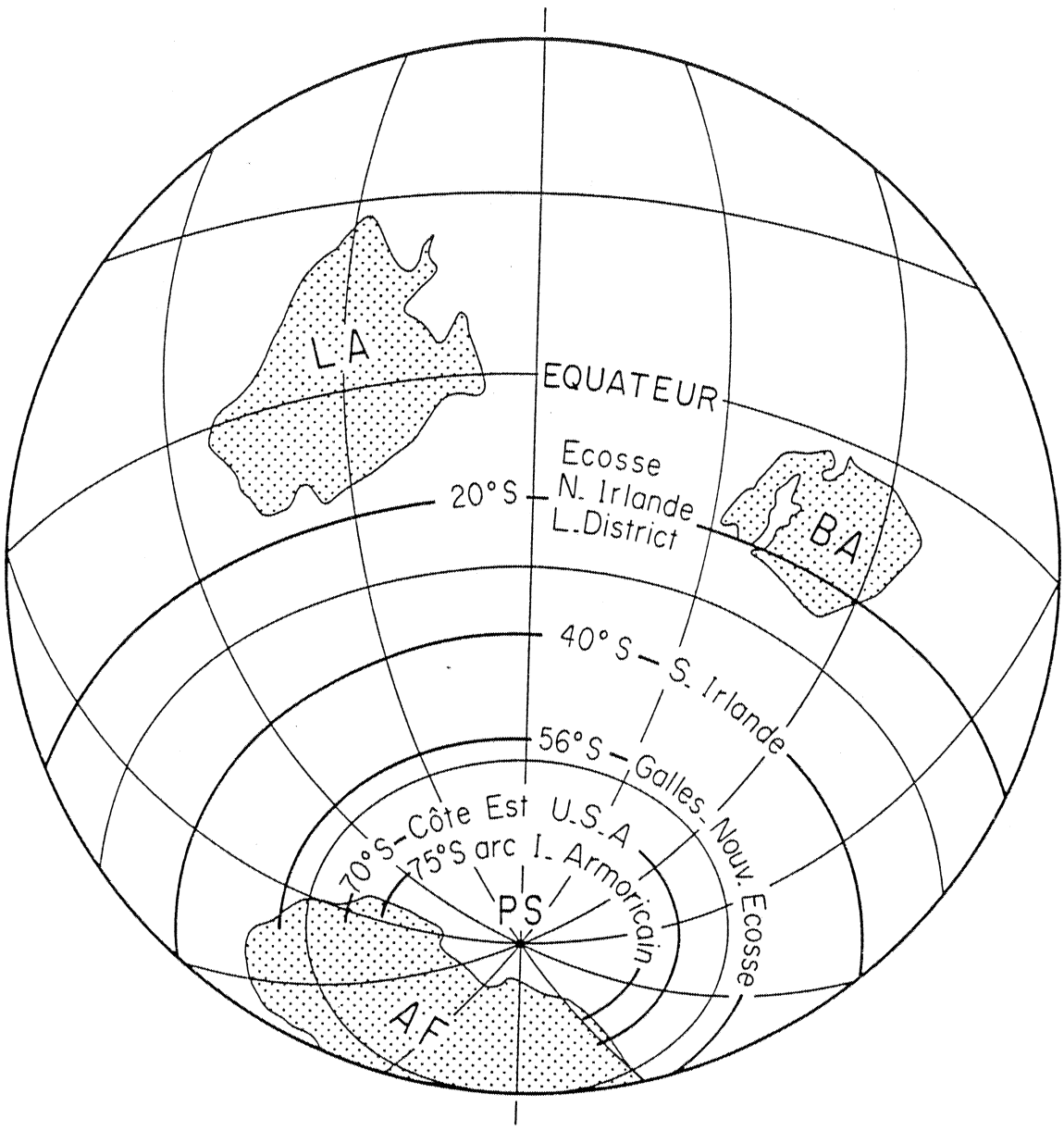
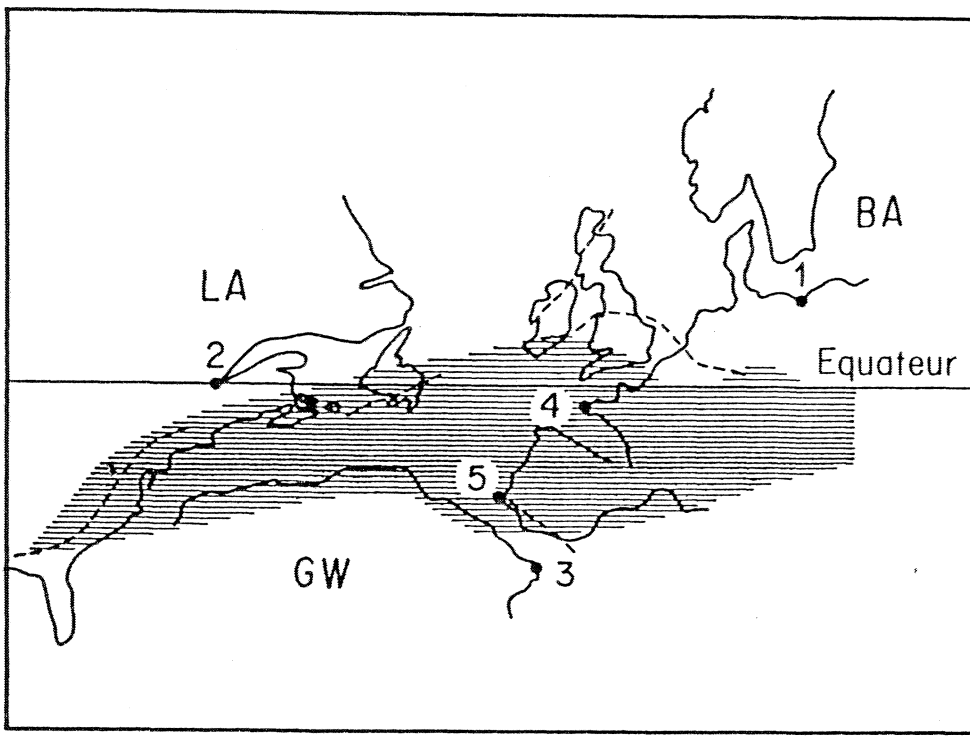
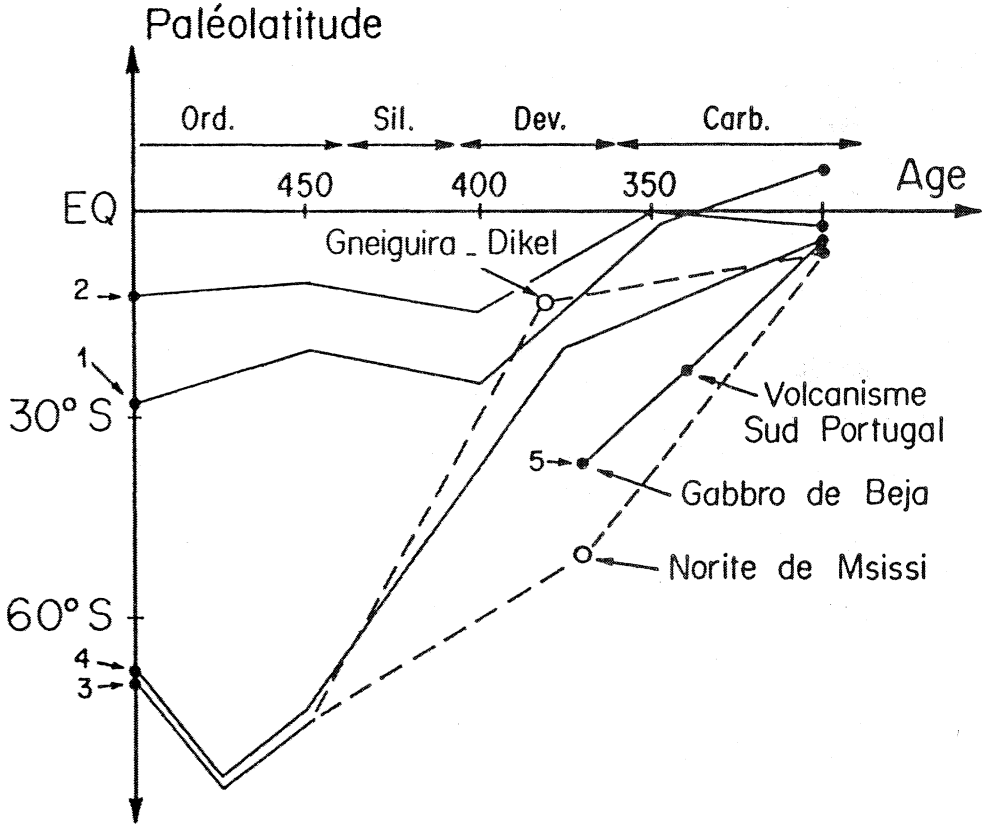

LA
EQUATEUR
Ecosse
N. Irlande
L. District
20° S
BA
40° S — S. Irlande
56° S — Galles - Nouv. Ecosse
70° S - Côte Est U.S.A
75° S arc I. Armoricain
PS
AF

Fig. 2


LA
BA
Equateur
GW
1
2
3
4
5


Paléolatitude
Ord.
Sil.
Dev.
Carb.
450
400
350
Age
EQ
Gneiguira _ Dikel
2
1
30° S
Volcanisme
Sud Portugal
5
Gabbro de Beja
Norite de Msissi
60° S
4
3

BIBLIOGRAPHIE

BACHTADSE V., VAN DER VOO R. et KRONER A., 1984.- Paleomagnetic results from the Lower Devonian part of the Table Mountain group, South Africa (abstract), EOS, 65, 863.

BARROIS C., 1886.- Observations à la note de Mc Pherson sur la comparaison des terrains cristallins d'Espagne et du Finistère. Bull. Soc. Géol. France, V3, 14, 830.

BRIDEN J.C., 1972.- A stability index of remanent magnetism. J. Geophys. Res., 77, 1401-1405.

CHOUBERT , 1935.- Recherche sur la génèse des chaines paléozoiques et antécambriennes. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., VIII, 1, 5-50.

COGNE J., 1967.- Zones stables et zones mobiles au cours de l'orogénèse hercynienne dans le Massif Armoricain, relations avec le champ de la pesanteur. Mém. B.R.G.M., 52, 15-23.

COGNE J.P. et PERROUD H., 1985.- Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt : the Permian red slates of the Alpes Maritimes, France. Earth planet. Sci. Lett., 72, 125-140.

COGNE J.P. et GAPAIS D., 1985.- Passive rotation of hematite during deformation: arguments from compared simulated and natural redbeds fabrics. Soumis à Tectonophysics.

COGNE J.P., PERROUD H., TEXIER M.P. et BONHOMMET N., 1985.- Strain reorientation of hematite and its bearing upon remanent magnetization. Tectonics.

DANKERS P.H.M. et ZIJDERVELD J.D.A., 1981.- Alternating field demagnetization of rocks and the problem of gyromagnetic remanence. Earth Planet. Sci. Lett., 53, 89-92.

EICHMANN R.M., SAUPE F.V. et SCHIDLOWSKI M., 1977.- Carbon and Oxygen isotope studies in rocks of the vicinity of the Almaden Mercury deposit (Province of Cuidad Real, Spain). In "Time and strata bound ore deposits" (eds D.D. Klemm et H.J. Schneider), Berlin, 396-405.

ELMORE R.D. et VAN DER VOO R., 1982.- Origin of hematite and its associated remanence in the Copper Harbor conglomerate (Keweenawan), Upper Michigan. J. Geophys. Res., 87, 10918-10928.

GRAHAM J.W., 1949.- The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. J. Geophys. Res., 54, 131-167.

HALLS H.C., 1976.- A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. Geophys.J.R.Astr.Soc., 45, 297-304.

HARGRAVES H.B. et DAWSON E.M., 1985.- Paleomagnetism of Lower Paleozoic subvolcanic ring complexes of the Air Massif, Niger (abstract).EOS, 66, 256.

HENRY J.L., NION J., PARIS F. et THADEU D., 1974.- Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra de Buçaco) et du Massif Armoricain: essai de comparaison et signification paléogéographique. Com. Serv. Géol. Portugal, LVII, 303-345.

HOFFMAN K.A. et DAY R., 1978.- Separation of multicomponent NRM. A general method. Earth Planet Sci. Lett., 40, 433-438.

HURLEY N.F. et VAN DER VOO R., 1985.- Paleomagnetism of Upper Devonian reefal limestones, Canning Basin, Western Australia (abstract). EOS, 66, 254.

IRVING E. et STRONG D.F., 1985.- Paleomagnetism of rocks from Burin Peninsula, Newfoundland: hypothesis of Late Paleozoic displacement of Acadia criticized. J. Geophys. Res., 90, 1949-1962.

JULIVERT M., 1971.- L'évolution structurale de l'arc Asturien. In: L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne. 1. IFP, I2.1-I2.28.

KEATING B.H., et HELSLEY C.E., 1985.- Implications of island arc rotations to the studies of marginal terrannes. J. Geodynamics, 2, 159-182.

KENT D.V. et OPDYKE N.D., 1985.- Multicomponent magnetizations from the Mississipian Mauch chunk formation of the Central Appalachians and their tectonic implications. J. Geophys. Res., 90, 5371-5384.

KENT J.T., BRIDEN J.C. et MARDIA K.V., 1983.- Linear and planar structure in ordered multivariate data as applied to progressive demagnetization of palaeomagnetic remanence. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 75, 593-622.

KIRSCHVINK J.L., 1980.- The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 62, 699-718.

LEUTWEIN F., SAUPE F., SONET J. et BOUYX E., 1970.- Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas (Province de Cuidad Real, Espagne). Géologie en Mijnbouw, 49, 297-304.

LIEBES E. et SHIVE P.N., 1982.- Magnetization acquisition in two Mesozoic red sandstones. Phys. Earth Planet. Int., 30, 396-404.

LOWRIE W. et HIRT A.M., 1985.- Compactional and tectonic magnetic fabrics in the Scaglia Rossa limestones (abstract). IAGA, Prague.

LOTZE F., 1945.- Zur Gliederung der Varisziden der iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., H6, 78-92.

McELHINNY M.W. et EMBLETON B.J.J., 1976.- Precambrian and Early Paleozoic paleomagnetism in Australia. Phil. Trans. R. Soc. London, A 280, 417-431.

McPHERSON J., 1886.- Comparaison des terrains cristallins d'Espagne et du Finistère. Bull. Soc. Géol. France, V3, 14, 828-830.

MATTE P., 1974.- Raccord des segments hercyniens d'Europe Sud-Occidentale. Franz Kossmatt Symposium, Nova Acta Leop., 239-262.

MATTE P., 1983.- Two geotraverses across the Ibero-Armorican arc of Western Europe. In: Profiles of orogenic belts, geodynamic series 10, AGU, 53-81.

MATTE P. et RIBEIRO A., 1975.- Forme et orientation de l'ellipsoide de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. C. R. Acad. Sc. Paris, D 280, 2825-2828.

MORASH A. et BONHOMMET N., 1981.- Deviation of IRM during simple shortening experiments (abstract). IAGA, Edimbourg.

PARIS F. et ROBARDET M., 1977.- Paléogéographie et relation ibéro-armoricaine au Paléozoique anté-Carbonifère. Bull. Soc. Géol. France. 7. 19. 1121-1126.

PERROUD H., 1980.- Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc Ibéro-Armoricain. Thèse 3e cycle. Rennes. et Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne. C. XIV. 1-114 (1982).

RIES A.C., RICHARDSON A. et SCHACKLETON R.M., 1980.- Rotation of the iberian arc: paleomagnetic results from North-Spain. Earth Planet. Sci. Lett., 50, 301-310.

ROBARDET M., 1976.- L'originalité du segment sud-ibérique au Paléozoique inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris. D 283. 999-1002.

ROY J.L. et LAPOINTE P.L., 1978.- Multiphase magnetizations: problems and implications. Phys. Earth Planet. Int., 16, 20-37.

ROY J.L. et MORRIS W.A., 1983.- A review of paleomagnetic results from the Carboniferous of North-America: the concept of Carboniferous geomagnetic field horizon marker. Earth Planet. Sci. Lett., 65, 167-181.

SAUPE F., 1971.- La série ordovicienne et silurienne d'Almaden (Province de Cuidad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. In: Colloque Ordovicien-Silurien, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 73, 355-365.

SAUPE F., DUNOYER DE SEGONZAC G. et TEICHMULLER M., 1977.- Etude du métamorphisme régional dans la zone d'Almaden (Province de Cuidad Real, Espagne) par la cristallinité de l'illite et par le pouvoir reflecteur de la matière orgonique. Sciences de la Terre , XXI, 251-269.

SCHMIDT P.W., 1982. Linearity spectrum analysis of multi-component magnetizations and its application to some igneous rocks from south-eastern Australia. Geophys. J. R. Astr. Soc., 70, 647-665.

STUPAVSKY M. et SYMONS D.T.A., 1978.- Separation of magnetic component from a.f. step demagnetization data by least squares computer methods. J. Geophys. Res., 83, 4925-4931.

SYMONS D.T.A. et STUPAVSKY M., 1974.- A rational paleomagnetic stability index. J. Geophys. Res., 79, 1717-1720.

VAN DER VOO R., 1967.- The rotation of Spain: paleomagnetic evidence from the Spanish Meseta. Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., 3, 393-416.

VAN DER VOO R., 1969.- Paleomagnetic evidence for the rotation of the iberian peninsula. Tectonophysics, 7, 5-56.

VAN DER VOO R., 1979.- Paleozoic assembly of Pangea. A new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian, Hercynian orogenies (abstract).EOS, 60, 241.

VAN DER VOO R., HENRY S.G. et POLLACK H.N., 1978.- On the significance and utilisation of secondary magnetizations in redbeds. Phys. Planet. int., 16, 12-19.

VERGES J., 1983.- Estudio del complejo volcano-sedimentario del Devonico y de la structura de la terminacion oriental del synclinal de Almaden. (Cuidad Real).In: Libro Jubilar J.M. Rios. vol. III, 215-229, Madrid.

ZIJDERVELD J.D.A., 1967.- Demagnetization of rocks: analysis of results. In: Methods in palaeomagnetism (D.M. Collinson, K.M. Creer et S.K. Runcorn edits), 254-286, New York.

UNIVERSITÉ DE BRUXELLES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

PALEOMAGNETISME DANS L'ARC IBERO-ARMORICAIN ET L'OROGENESE VARISQUE EN EUROPE OCCIDENTALE

Thèse de doctorat d'état, présentée par **Hervé PERROUD**,

Laboratoire de Géophysique Interne, Université de RENNES I

Résumé: Ce mémoire rassemble une série d'études paléomagnétiques conduites sur des formations géologiques d'age Paléozoique, provenant des régions ibéro-armoricaines. Il apparait que des directions de champ proches de la verticale sont généralisées dans le domaine étudié à l'Ordovicien, tandis que ces directions sont horizontales au cours du Paléozoique supérieur. D'autre part, les déclinaisons paléomagnétiques montrent une dispersion corrélable avec l'orientation des principales structures géologiques. A partir de ces nouvelles données, il a été possible de proposer un schéma de l'évolution géodynamique des continents périatlantiques au cours du Paléozoique, conduisant à la formation de la Pangée permienne. Les phases principales de cette histoire sont les suivantes:

.A l'Ordovicien, les terrains ibéro-armoricains se situaient sur la marge du craton ouest-africain, au voisinage du Pole Sud. Il en était peut-etre de meme pour les terrains formant actuellement la cote est de l'Amérique du Nord ou le Sud des Iles Britanniques . Cet ensemble a été désigné par le terme "Armorica".

. Entre l'Ordovicien et le Dévonien, Armorica se déplace rapidement vers le Nord. L'orogène Acadien correspondrait à son accrétion au continent Laurussia, issu de la convergence calédonienne entre Laurentia et Baltica.

. La formation de la Pangée s'achève par la convergence entre Laurussia et Gondwana, au cours du Carbonifère. Lors de cette dernière phase, l'accomodation du raccourcissement crustal entre les cratons produit les déformations varisques en Europe Occidentale, avec en particulier le serrage tectonique de l'arc Ibéro-Armoricain.

Il est important de souligner que la reconstitution de cette histoire n'a été possible que par l'étude des zones internes de l'orogène, ou métamorphisme et déformation ont affecté les roches et leurs mémoires magnétiques. Il a fallu donc mener une réflexion approfondie sur l'effet de telles perturbations et mettre au point de nouvelles méthodes de traitement, décrites dans la première partie du mémoire.