



HAL
open science

Etude paléomagnétique des formations crétacées et tertiaires des Andes centrales du Pérou. Rôle des rotations dans la formation des déflexions andines

Orlando Macedo Sanchez

► **To cite this version:**

Orlando Macedo Sanchez. Etude paléomagnétique des formations crétacées et tertiaires des Andes centrales du Pérou. Rôle des rotations dans la formation des déflexions andines. Tectonique. Université Paris Sud - Paris XI, 1993. Français. NNT: . tel-00833381

HAL Id: tel-00833381

<https://theses.hal.science/tel-00833381>

Submitted on 12 Jun 2013

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.

Etienne Jaillard

ORSAY
N° d'Ordre:

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

THESE

présentée

Pour obtenir

Le GRADE de DOCTEUR EN SCIENCES

DE L'UNIVERSITE PARIS XI ORSAY

PAR

Orlando MACEDO SANCHEZ

Etude paléomagnétique des formations crétacées et tertiaires des Andes Centrales du Pérou. Rôle des rotations dans la formation des déflexions andines.

Soutenue le 20 Octobre 1993, devant la Commission d'examen :

MM.	J.L. MERCIER	Président
	B. HENRY	Rapporteur scientifique
	R. MAROCCO	Rapporteur scientifique
	C. LAJ	Directeur de Thèse
	J.C. VICENTE	Examineur

RESUME

La **déflexion** majeure d'Arica, située entre 19-22° S et qui dévie l'orientation générale des structures des Andes Centrales depuis une direction péruvienne NW-SE jusqu'à une direction chilienne presque NS, est une des caractéristiques importantes de la chaîne andine. Aussi à cette latitude la croûte sud-américaine atteint une épaisseur double de la normale (~70 km). Cet épaissement crustal est à l'origine du développement de l'Altiplano, vaste plateau situé à une altitude moyenne proche de 4000 m. Pour déterminer et expliquer les mécanismes à l'origine de cet épaissement crustal et de la haute altitude de la chaîne que lui est associé plusieurs modèles ont été proposés, les uns privilégiant des processus magmatiques, les autres des processus tectoniques. Le but de cette étude est d'apporter des contraintes à ces différents modèles et en particulier d'évaluer la contribution des processus tectoniques dans le soulèvement andin par l'obtention des données paléomagnétiques couvrant à la fois une vaste étendue géographique (Cordillère Occidentale du Centre et du Sud du Pérou) ainsi qu'une importante tranche d'âge (les derniers 110 Ma, qui englobent l'ensemble de l'orogène andine).

L'ensemble des résultats obtenus montre de manière claire que la marge péruvienne a subi dans son ensemble et pendant le Cénozoïque une rotation antihoraire d'environ 20°, qui se serait déroulée de manière progressive. Nos résultats montrent également l'absence de rotation de la marge péruvienne durant le Crétacé, ainsi que l'absence de rotation relative entre le Centre et le Sud du Pérou lors de la formation de la déflexion mineure d'Abancay (située vers 14° S).

L'absence de grands accidents décrochants et la remarquable cohérence des résultats paléomagnétiques indiquent que les rotations antihoraires observées dans le Centre et le Sud du Pérou correspondent à une rotation d'ensemble de la marge péruvienne depuis le Paléocène pour s'achever au Miocène supérieur. Cette rotation, dont le pivot peut être placé à la latitude de Huancabamba (vers 5° S), s'accorde avec les données géologiques qui indiquent un gradient latitudinal croissant des raccourcissements du nord au sud du Pérou. Les nouvelles données paléomagnétiques que nous avons obtenues sont alors en accord avec le modèle tectonique de surrection des Andes Centrales proposé par Isacks (1988), qui fait appel à des rotations de sens opposés des marges péruvienne et nord-chilienne pour former la déflexion d'Arica actuelle. Le soulèvement des Andes Centrales peut être expliqué simplement par ces processus tectoniques sans faire appel à une contribution magmatique importante.

ORSAY
N° d'Ordre:

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

THESE

présentée

Pour obtenir

Le GRADE de DOCTEUR EN SCIENCES

DE L'UNIVERSITE PARIS XI ORSAY

PAR

Orlando MACEDO SANCHEZ

Etude paléomagnétique des formations crétacées et tertiaires des Andes Centrales du Pérou. Rôle des rotations dans la formation des déflexions andines.

Soutenue le 20 Octobre 1993, devant la Commission d'examen :

MM.	J.L. MERCIER	Président
	B. HENRY	Rapporteur scientifique
	R. MAROCCO	Rapporteur scientifique
	C. LAJ	Directeur de Thèse
	J.C. VICENTE	Examineur

Avant propos

Parvenu au terme de ce travail que j'ai réalisé dans le cadre d'une coopération entre le Centre des Faibles Radioactivités (CFR) de Gif-sur-Yvette, l'Institut Français d'Etudes Andines (IFEA) à Lima (Pérou), et l'Instituto Geofísico del Perú (IGP), je tiens à remercier tous ceux qui, de différentes manières, ont contribué à sa réalisation.

Je pense d'abord à Carlo LAJ qui m'a gentiment accueilli dans son laboratoire de Paléomagnétisme du Centre des Faibles Radioactivités et m'a confié cette étude. Ses conseils permanents, autant sur le terrain qu'au laboratoire, ont été essentiels à la bonne marche de ma recherche. Je souhaite qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Je veux exprimer mes remerciements à Jérôme SURMONT qui m'a formé au paléomagnétisme, m'a fait découvrir les subtilités des analyses paléomagnétiques et m'a aidé tout le long de ce travail. De plus, cette thèse n'aurait pu aboutir sans sa participation très active à l'élaboration des articles et de ce manuscrit dans son ensemble. Pour ses critiques, ses conseils et sa très grande disponibilité et amabilité qu'il a toujours montré à mon égard, "Muchas gracias amigo".

Je remercie M. Jacques-Louis MERCIER de me faire l'honneur de présider mon jury, ainsi que MM. Bernard HENRY, René MAROCCO et Jean-Claude VICENTE qui ont accepté de juger cette thèse.

J'exprime également ma reconnaissance au Ministère français des Affaires Etrangères et à l'Ambassade de France au Pérou qui m'ont accordé une bourse de longue durée. Merci à E. NORIEGA pour l'efficacité de ses démarches administratives. Je remercie les services du CROUS de Versailles, en particulier le service BGF, qui ont géré ces crédits et m'ont permis un agréable séjour en France.

Je dois aussi beaucoup à Manuel CHANG, actuel directeur de l'IGP à Lima, ainsi qu'à José MACHARE. Je les remercie pour l'intérêt qu'ils ont toujours porté à mes recherches et par leur constant appui et leur encouragements. Je veux également remercier la collaboration des chercheurs D. HUAMAN et L. OCOLA, ainsi que tout le personnel chercheur et technico-administratif de l'IGP qui a contribué à la réalisation des différentes missions de terrain. Mes pensées vont à G. PINEDO qui par ses talents de chauffeur et sa bonne humeur a contribué à la réussite de la deuxième mission.

Je tiens aussi à remercier tout particulièrement le groupe paléomagnétisme du CFR au complet. Catherine KISSEL, Alain MAZAUD et Lionel ENDIGNOUX m'ont apporté une aide précieuse tout au long de mon travail. Ils m'ont fait bénéficier de leur grande connaissance du paléomagnétisme, et les discussions que nous avons eues ensemble sur les résultats paléomagnétiques m'ont été très utiles.

Je veux exprimer ma gratitude à Catherine KISSEL pour l'attention qu'elle a portée à mon travail et pour ses conseils toujours bénéfiques. Elle m'a aussi aidé lors de la première campagne de terrain dans la région du Centre du Pérou.

Lors des missions de terrain j'ai bénéficié de l'appui logistique de l'IFEA. L'aide, la disponibilité et le soutien de son ancien directeur M. Yves SAINT-GEOURS, puis de l'actuel directeur M. Christian de MUIZON, m'ont permis de mener à bien ces missions. Je tiens à leur témoigner ma reconnaissance et mon amitié.

J'adresse un remerciement particulier aux géologues andins qui m'ont accompagné dans les différentes missions de terrain. C'est grâce à leur participation que l'échantillonnage a été effectué avec beaucoup d'efficacité. Carlos ANGELES et Javier JACAY ont respectivement participé à la première et deuxième mission du Centre du Pérou. Lors de la mission dans le Sud du Pérou j'ai pu également bénéficier des connaissances approfondies de Genaro SANTANDER sur la région.

J'aurais une pensée spéciale pour mes camarades et amis, Asmae RAÏS, Eric BLANCHARD, Andrew ROBERTS et Sebastian PFLEIDERER, avec lesquels j'ai eu des discussions fructueuses et passé des très bons moments. Que ces quelques mots expriment ma reconnaissance à E. BLANCHARD pour l'aide, le soutien et la bonne humeur dont il a fait toujours preuve lors des petits problèmes techniques: "Gracias chico".

Je remercie mon ami P. MITOUARD qui m'a accompagné sur les première et deuxième missions de terrain et avec qui j'ai passé des moments très agréables. Mes remerciements vont également à mes camarades F. SPERANZA, O. AVERBUCH, qui ont réalisé certaines des mesures au laboratoire, ainsi que B. LEHMAN avec lesquels j'ai passé des bons moments. Merci aussi à R. MANGANNE dont j'ai bénéficié des nombreuses améliorations qu'il a apporté à l'appareillage de laboratoire et de terrain.

Je ne saurais oublier mon ami Hélène SANYAS et sa famille. C'est grâce à leur aide dans des moments difficiles et leurs encouragements permanents que j'ai pu prolonger d'une année mon séjour en France. Merci également à l'accueil chaleureux que ma famille et moi avons reçu de la part des familles PAQUIN, MARX, CODART, PASTOR, NERE et beaucoup d'autres. Merci aussi à Jacques COUDEL pour sa gentillesse et sa disponibilité envers ma famille.

Enfin, mes pensées vont à ma femme Roxana pour son tendre soutien de chaque instant sans lequel je ne serais certainement pas arrivé au terme de ce travail. C'est à elle que je veux dédier ce mémoire ainsi qu'à mes enfants Carlos et Isabel.

RESUME

La déflexion majeure d'Arica, située entre 19-22° S et qui dévie l'orientation générale des structures des Andes Centrales depuis une direction péruvienne N W-SE jusqu'à une direction chilienne presque NS, est une des caractéristiques importantes de la chaîne andine. Aussi à cette latitude la croûte sud-américaine atteint une épaisseur double de la normale (~70 km). Cet épaissement crustal est à l'origine du développement de l'Altiplano, vaste plateau situé à une altitude moyenne proche de 4000 m. Pour déterminer et expliquer les mécanismes à l'origine de cet épaissement crustal et de la haute altitude de la chaîne que lui est associé plusieurs modèles ont été proposés, les uns privilégiant des processus magmatiques, les autres des processus tectoniques. Le but de cette étude est d'apporter des contraintes à ces différents modèles et en particulier d'évaluer la contribution des processus tectoniques dans le soulèvement andin par l'obtention des données paléomagnétiques couvrant à la fois une vaste étendue géographique (Cordillère Occidentale du Centre et du Sud du Pérou) ainsi qu'une importante tranche d'âge (les derniers 110 Ma, qui englobent l'ensemble de l'orogénèse andine).

L'ensemble des résultats obtenus montre de manière claire que la marge péruvienne a subi dans son ensemble et pendant le Cénozoïque une rotation antihoraire d'environ 20°, qui se serait déroulée de manière progressive. Nos résultats montrent également l'absence de rotation de la marge péruvienne durant le Crétacé, ainsi que l'absence de rotation relative entre le Centre et le Sud du Pérou lors de la formation de la déflexion mineure d'Abancay (située vers 14° S).

L'absence de grands accidents décrochants et la remarquable cohérence des résultats paléomagnétiques indiquent que les rotations antihoraires observées dans le Centre et le Sud du Pérou correspondent à une rotation d'ensemble de la marge péruvienne depuis le Paléocène pour s'achever au Miocène supérieur. Cette rotation, dont le pivot peut être placé à la latitude de Huancabamba (vers 5° S), s'accorde avec les données géologiques qui indiquent un gradient latitudinal croissant des raccourcissements du nord au sud du Pérou. Les nouvelles données paléomagnétiques que nous avons obtenues sont alors en accord avec le modèle tectonique de surrection des Andes Centrales proposé par Isacks (1988), qui fait appel à des rotations de sens opposés des marges péruvienne et nord-chilienne pour former la déflexion d'Arica actuelle. Le soulèvement des Andes Centrales peut être expliqué simplement par ces processus tectoniques sans faire appel à une contribution magmatique importante.

ABSTRACT

The Arica deflection, situated between 19-22° S and defined by a change in the strike of the major structures of the Central Andes from a Peruvian NW-SE direction to an approximately Chilean NS direction, is one of the major morphostructural features of the andean cordillera. Moreover, at this latitude the South-American crust reaches a maximum thickness of 70 km. This crustal thickening has allowed the development of the Altiplano, a large plateau with average elevations of about 4000 m. In order to determine and to explain the mechanisms involved in this crustal thickening and the associated high altitude of the andean chain, several models have been proposed. Some of these models favor magmatic processes and others favor tectonic ones. The aim of this study is to constrain the different models and in particular to evaluate the contribution of tectonic processes on andean uplift by obtaining new paleomagnetic data, on huge geographic area (Western Cordillera of Central and Southern Peru) and during an important period of time (the last 110 Ma, which includes the andean orogenic period).

Over the entire area studied, the results consistently yield counterclockwise rotations of approximately 20° which took place progressively during the Cenozoic. Furthermore, our results show the absence of rotation of the Peruvian margin during Cretaceous, and also an absence of relative rotation between Central and Southern Peru during the formation of the minor Abancay deflection (situated near 14° S).

The lack of major shear zones and the remarkable consistency of paleomagnetic results all along the Peruvian margin show that counterclockwise rotations observed in Central and Southern Peru, correspond to a rotation of the Peruvian margin as a whole, occurred between Paleocene and upper Miocene. According to the geological data which indicate an increase in crustal shortening from northern to southern Peru, we can put the pivot zone of this rotation at the latitude of the Huancabamba's deflection (situated near 5° S). The new paleomagnetic data we obtained, are in agreement with the model of uplift proposed by Isacks (1988) who takes into account large-scale opposite rotations of the Peruvian and Chilean margins to explain the formation of the Arica deflection. This implies that Andean uplift could be explained mainly by tectonic processes and that magmatic contribution to the crustal thickness is smaller than previously proposed.

RESUMEN

La presencia de la deflexión de Arica, situada entre 19-22° S y que desvía la orientación general de las estructuras de los Andes Centrales de una dirección peruana NW-SE a una dirección chilena NS aproximadamente, constituye uno de los rasgos morfoestructurales más importantes de la cadena andina. Por otra parte, es también a esta latitud donde la corteza continental sudamericana alcanza un espesor doble del normal (~70 Km.). Dicho engrosamiento cortical permitió el desarrollo del Altiplano, gran planicie situada a una altitud media próxima a los 4000 m. Diversos modelos han sido propuestos para determinar y explicar los mecanismos que dieron origen al engrosamiento cortical así como a la importante elevación de la cadena que le está asociada. Unos modelos privilegian los procesos magmáticos, mientras que otros privilegian los procesos tectónicos. El objeto del presente estudio es de aportar nuevos elementos constrictivos a estos diferentes modelos y, en particular, de evaluar la contribución de los procesos tectónicos en el levantamiento de los Andes por medio de la obtención de datos paleomagnéticos que cubren a la vez un importante sector geográfico (Cordillera Occidental del Centro y del Sur del Perú), y un vasto intervalo en el tiempo (los últimos 110 Ma, que incluyen el período orogénico andino).

El conjunto de los resultados obtenidos muestra de manera clara que durante el Cenozoico la margen peruana en su conjunto experimentó una rotación antihoraria de 20° aproximadamente, la que se habría producido de manera progresiva. Del mismo modo, nuestros resultados muestran la ausencia de rotaciones de la margen peruana durante el Cretáceo, así como la inexistencia de rotaciones relativas entre el Centro y el Sur del Perú durante la formación de la deflexión de Abancay (situada hacia los 14° S).

La ausencia de grandes fallamientos de rumbo y la resaltante coherencia de los datos paleomagnéticos indican que las rotaciones antihorarias observadas en el Centro y el Sur del Perú corresponden a una rotación del conjunto de la margen peruana, la cual ocurrió desde el Paleoceno hasta probablemente el Mioceno superior. Esta rotación, cuya zona axial podría situarse a la latitud de Huancabamba (aproximadamente 5° S), concuerda con los datos geológicos obtenidos en los Andes peruanos que muestran, de norte a sur, un gradiente latitudinal creciente de los acortamientos corticales. Por consiguiente, los nuevos datos paleomagnéticos que hemos obtenido están de acuerdo con el modelo tectónico del levantamiento de los Andes Centrales propuesto por Isacks (1988), en el cual intervienen rotaciones de sentido opuesto de las márgenes peruana y norchilena para formar la deflexión actual de Arica. El levantamiento de los Andes Centrales puede ser explicado simplemente por estos procesos tectónicos sin necesidad de invocar una contribución magmática importante.

TABLE DES MATIERES

	page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I - LES ANDES CENTRALES: CARACTERES GEOLOGIQUES ET TECTONIQUES	5
I - La cordillère des Andes, grands traits morphostructuraux.	5
II - Les Andes Centrales, esquisse géologique et tectonique.	7
III - L'histoire andine des Andes Centrales.	8
1) - La période d'évolution pré-orogénique	9
La période Norien-Aalénien inférieur	9
Au Dogger (Aalénien et Bajocien)	10
Du Bathonien au Kimméridgien	10
Du Tithonique au Berriasien	10
Le Néocomien	10
Entre l'Aptien supérieur et le Santonien	13
2) - La période d'évolution orogénique.	15
Du Santonien à l'Eocène supérieur	15
L'Oligo-miocène	19
Le Plio-Quaternaire	22
CHAPITRE II - PALEOMAGNETISME ET GEODYNAMIQUE ANDINE	23
I - L'outil paléomagnétique et son application à la géodynamique.	23
a) - Rappel de quelques principes.	23
<i>Les hypothèses de base.</i>	23
<i>L'application à un domaine géographique donné.</i>	24
b) - Application aux domaines orogéniques.	25
<i>La notion de pôles géomagnétiques virtuels.</i>	25
<i>La quantification des déplacements relatifs.</i>	25
c) - Le problème des pôles de référence sud-américains.	27
<i>Les premières synthèses.</i>	27
<i>Les données récentes.</i>	27

II - Les travaux paléomagnétiques antérieurs sur les Andes Centrales et les modèles géodynamiques proposés.	32	b) - La région des hauts plateaux entre La Oroya et Estación Pachacayo.	70
a) - Les données paléomagnétiques des Andes Centrales au nord de la déflexion d'Arica.	33	1.3) - Echantillonnage dans la région de la vallée du Río Cañete et dans la bordure occidentale des hauts plateaux de la région de Chaucha (troisième transversale).	72
b) - Les données paléomagnétiques des Andes Centrales au sud de la déflexion d'Arica.	41	a) - Echantillonnage dans la basse vallée du Río Cañete : le batholite côtier.	72
III - L'interprétation des données paléomagnétiques des Andes Centrales et les modèles géodynamiques proposés.	45	b) - Echantillonnage dans les régions de la vallée du Río Alis, Chaucha et au nord de Chaucha.	73
CHAPITRE III - LES CAMPAGNES D'ECHANTILLONNAGE	53	1.4) - Echantillonnage dans la région de Nazca.	75
I - Introduction.	53	2) Echantillonnage de la partie sud du Pérou (région des départements d'Arequipa et de Moquegua).	76
II - Méthodes générales utilisées pour le travail de terrain.	54	2.1) - Echantillonnage dans la région de la basse vallée de Caravelí-Ocoña.	78
1) Les documents utilisés.	54	2.2) - Echantillonnage dans la région d'Arequipa et de Puquina - Salinas.	79
2) Les critères généraux de sélection des sites.	55	a) - La région d'Arequipa.	79
a) Le contrôle structural.	55	b) - La région de Puquina - Salinas.	82
b) Les critères lithologiques (granulométrie).	57	2.3) - Echantillonnage dans la région de Moquegua.	83
c) Absence d'altération.	58	Conclusion.	85
d) Niveau d'aimantation.	59	CHAPITRE IV - CARACTERISTIQUES MAGNETIQUES DES ROCHES ETUDIEES.	89
3) Méthodes d'échantillonnage.	59	I - Introduction.	89
a) Matériel utilisé.	59	II - Propriétés magnétiques des formations sédimentaires du Pérou Central.	92
b) Signification d'un site.	60	1) - Détermination de la minéralogie magnétique.	92
III - Les régions échantillonnées.	60	a) - Méthodologie.	92
1) Echantillonnage de la partie centrale du Pérou (régions de Lima et de Nazca).	60	b) - Les courbes d'acquisition de l'ARI et la destruction de l'ARI à saturation.	95
1.1) Echantillonnage dans la région littorale entre Huarmey et Huacho et dans la vallée du Río Huaura (première transversale).	61	c) - Les cycles d'hystérésis.	99
a) - La zone côtière au nord de Huacho.	62	2) - Résultats des désaimantations.	104
b) - La vallée du Río Huaura.	63	a) - Les mesures de susceptibilité magnétique.	104
c) - Le massif d'Acos.	66	b) - Identification des différentes composantes de l'aimantation naturelle.	106
1.2) - Echantillonnage dans la région de la vallée du Río Rímac et sur les hauts plateaux entre La Oroya et Estación Pachacayo (deuxième transversale).	67		
a) - La région de la vallée du Río Rímac et la haute vallée du Río Lurín.	68		

c) - Tests de précocité.	112
d) - Conclusions sur les caractéristiques magnétiques des formations calcaires du Pérou central.	114
III - Propriétés magnétiques des formations magmatiques (intrusives et volcaniques) du centre et du sud du Pérou.	115
1) - Propriétés magnétiques des séries intrusives du centre et du sud du Pérou.	115
a) Données sur la minéralogie magnétique.	115
- Les courbes d'acquisition et de destruction de l'ARI à saturation.	115
- Les courbes thermomagnétiques.	117
- Les cycles d'hystérésis et les paramètres d'hystérésis.	119
b) Résultats des désaimantations.	121
c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques et sur les directions moyennes des formations intrusives crétacées et cénozoïques.	129
3) Les formations volcaniques crétacées et cénozoïques du centre et du sud du Pérou.	130
3.1) Le Groupe Casma.	130
a) Minéralogie magnétique.	130
- Les courbes thermomagnétiques.	130
- Les courbes d'acquisition de l'ARI.	132
b) Résultats des désaimantations.	135
c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques et directionnelles du groupe Casma.	138
3.2) Le groupe Toquepala.	138
a) Minéralogie magnétique.	138
b) Résultats des désaimantations.	142
c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Toquepala.	145
3.3) Le Groupe Calipuy.	145
a) Minéralogie magnétique.	145
b) Résultats des désaimantations.	148
c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Calipuy.	153

3.4) Le Groupe Nazca.	153
a) Minéralogie magnétique.	153
b) Résultats des désaimantations.	155
c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Nazca.	158
3.5) Les formations Huaylillas, Moquegua supérieur et Tacaza de l'Oligo-Miocène.	158
a) Minéralogie magnétique.	159
b) Résultats des désaimantations.	163
c) Méthodes complémentaires : l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM).	166
3.6) Les formations volcaniques du Miocène moyen-Pliocène du Sud du Pérou.	171
a) Minéralogie magnétique.	172
b) Résultats des désaimantations.	173
3.7) Les dykes de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur et du Miocène terminal du Centre du Pérou.	176
a) Minéralogie magnétique.	176
b) Résultats des désaimantations.	177
c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques des dykes du centre du Pérou.	179
CHAPITRE V - PRESENTATION DES ARTICLES.	181
I - Publication 1: "Late Cainozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes" (Tectonophysics, 205, 1992, pp. 65-77).	186
II - Publication 2: "New temporal constraints on the rotation of the Peruvian Central Andes obtained from Paleomagnetism" (Geophys. Res. Lett., 19, 18, 1992, pp. 1875-1878).	199
CHAPITRE VI - DISCUSSION DES RESULTATS.	203
I - Introduction.	203
II - Les données du Centre du Pérou.	203
1) - Les données crétacées.	203
1.1) Les formations sédimentaires.	203
1.2) Les formations volcaniques et intrusives.	204
2) - Les données cénozoïques.	208

III - Les données du Sud du Pérou.	213
1) - Les données du Crétacé supérieur-Paléocène.	213
2) - Les données cénozoïques post-paléocènes.	215
IV - Interprétation géodynamique des données.	218
1) - Confrontation des données paléomagnétiques crétacées du centre et du sud du Pérou: rôle de la déflexion d'Abancay.	218
2) - Confrontation des données paléomagnétiques cénozoïques du centre et du sud du Pérou: le problème du synchronisme des données.	220
3) - La rotation de la marge péruvienne et ses relations avec le soulèvement des Andes Centrales.	225
4) - Rapide aperçu sur les données paléomagnétiques des Andes Centrales boliviennes et chiliennes et sur leur accord avec les prédictions du modèle d'Isacks.	226
5) - Amplitude des raccourcissements attendus au niveau de la déflexion d'Arica en fonction de la rotation mesurée.....	232
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.	235
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.	237
ANNEXES.	249

INTRODUCTION

[Faint, illegible text from the reverse side of the page is visible through the paper.]

INTRODUCTION

Les mécanismes à l'origine de l'édification de la marge occidentale sud-américaine, et en particulier de la surrection des Andes et de l'épaississement crustal qui lui est associé, sont des problèmes encore très ouverts auxquels correspondent vraisemblablement des réponses différentes pour les trois segments majeurs de la cordillère. Les données géologiques montrent en effet qu'au nord de 3°S de latitude, les Andes Septentrionales de Colombie et d'Equateur renferment des lambeaux de croûte océanique (ophiolites) qui ont été obductés puis accrétés à l'orogène. Ces ophiolites se rencontrent également au niveau des Andes Australes dites "de Magellan", au Chili et en Argentine. Pour cette raison, les Andes Septentrionales et Australes peuvent être comparées aux chaînes d'obduction typiques que l'on rencontre dans les arcs insulaires du Pacifique occidental (Japon, Nouvelle Guinée..). Les Andes Centrales, au contraire, sont dépourvues d'ophiolites et ont été pour cela qualifiées de chaîne de subduction ou d'"orogène marginal", c'est-à-dire dont la surrection serait exclusivement liée à la subduction de la plaque Pacifique sous le continent sud-américain. Or, c'est également au niveau des Andes Centrales que l'épaisseur de la croûte sud-américaine est la plus importante. Elle atteint en effet 70 km au niveau de la courbure majeure des Andes Centrales, la déflexion d'Arica, et décroît de part et d'autre de celle-ci à mesure que l'on s'en éloigne. Au niveau de cette grande courbure, l'orientation des structures andines passe approximativement d'une direction NW-SE à une direction N-S.

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine de l'épaississement crustal andin au niveau des Andes Centrales. Les principaux facteurs généralement invoqués sont le magmatisme et les déformations compressives, l'importance relative de l'un par rapport à l'autre variant en fonction des modèles proposés (Cobbing et al., 1981; Janjou, 1981; Pitcher, 1983; Suárez et al., 1983; Mégard, 1984; Sébrier, 1987; Mourier, 1988). Toutefois, sur la base de l'évaluation des taux de raccourcissement, les travaux les plus récents ont tendance à minimiser le rôle du magmatisme.

Ces dernières années, l'augmentation du nombre des données géophysiques, et en particulier paléomagnétiques, a permis de contraindre d'avantage les modèles

préexistants en apportant des informations jusqu'alors insoupçonnées sur l'évolution géodynamique de la marge occidentale du continent sud-américain. Les données paléomagnétiques obtenues par différentes équipes, dont celle du C.F.R., sur différents segments de la cordillère ont notamment révélé l'existence de rotations post-crétacées de sens contraires de part et d'autre de la déflexion de Huancabamba, charnière entre les Andes Septentrionales et les Andes Centrales :

- Au nord de la déflexion de Huancabamba, dans les Andes Septentrionales du nord du Pérou et du sud de l'Equateur, les rotations de sens horaire ont été mesurées sur des terrains allochtones, de nature continentale et océanique, accrés durant le Méso-Cénozoïque au continent sud-américain (Mégard et al., 1987; Roperch et al., 1987; Mourier et al., 1988).

- Au sud de Huancabamba, au niveau des Andes Centrales, les données paléomagnétiques acquises jusqu'au moment où j'ai débuté ce travail, provenaient presque uniquement des formations mésozoïques et montraient l'existence de rotations post-crétacées de sens antihoraire au nord de la déflexion d'Arica (Heki et al., 1983, 1984, 1985a, 1985b; Kono et al., 1985; May & Butler, 1985), et de sens horaire au sud de la déflexion (Palmer et al., 1980a; Turner et al., 1984; Beck et al., 1986; Hartley et al., 1988; Tanaka et al., 1988).

Ces rotations mesurées par le paléomagnétisme ont été interprétées différemment selon les auteurs :

M. Beck, par comparaison avec la marge occidentale nord-américaine, a proposé d'expliquer les rotations mesurées de part et d'autre du coude d'Arica par des rotations in-situ de plusieurs blocs sous l'effet de la convergence oblique entre les plaques Pacifique et Amérique du Sud (Beck, 1988). Dans un modèle de ce type, les blocs, qui subissent individuellement des rotations autour d'axes verticaux, doivent être localisés dans une zone mobile limitée par un ou plusieurs grands décrochements parallèles à la côte. Les blocs eux-mêmes, pour leur rotation, doivent être limités par autant de décrochements obliques par rapport aux précédents. Ce modèle s'appliquerait aux Andes Centrales pendant tout le temps où la convergence des plaques Pacifique et Amérique du Sud est oblique. Il est par conséquent peu contraint en âge mais semble cependant difficilement applicable aux Andes Centrales pour lesquelles aucun système d'accidents décrochants majeurs de ce type ne vient perturber la régularité des plis mésozoïques.

B. Isacks a quant-à lui proposé un autre modèle pour les Andes Centrales (Isacks, 1988), qui s'inspire de celui de la "courbure oroclinale" (Carey, 1955), et qui s'appuie justement sur l'existence de rotations de sens contraires de part et d'autre de la déflexion d'Arica. Selon ce modèle, les rotations contraires des marges

péruvienne et chilienne permettraient d'expliquer l'accroissement de l'épaississement crustal andin et l'augmentation de l'ampleur des raccourcissements à mesure que l'on se rapproche de la déflexion d'Arica. La variation des taux de raccourcissement le long de la chaîne dépendrait de la pente de la lithosphère subductée et de la possibilité ou non de développement d'une cellule de convection sous la cordillère. Un redoublement crustal suivi d'un réajustement isostatique de la croûte épaissie serait alors responsable de l'épaississement de la lithosphère observé entre 13 et 30°S. Ce modèle présente l'avantage de pouvoir être testé au moyen du paléomagnétisme, comme cela a été tenté par Isacks lui-même à partir des quelques données dont il disposait dans la littérature. Cependant, comme l'auteur l'a lui-même fait remarquer, la totalité des données paléomagnétiques publiées jusqu'en 1988 sont issues de formations mésozoïques. Ces données intègrent donc l'ensemble des déformations survenues depuis cette époque et ne permettent pas de détailler la cinématique de la surrection de la chaîne ni celle de la genèse de la déflexion d'Arica qui sont des traits essentiellement cénozoïques. Or, jusqu'en 1988, très peu d'études avaient été réalisées sur des formations cénozoïques. Au niveau de la déflexion d'Arica, l'étude menée par MacFadden et al., (1985) ne mettait pas en évidence de rotation significative pendant le Néogène. Mais surtout, dans la région de Cajamarca au nord du Pérou, une étude intensive des formations volcaniques paléocènes et éocènes, menée au CFR (Mitouard et al., 1990), avait montré que cette région a subi une rotation antihoraire de même ordre de grandeur que celle mise en évidence pour les formations mésozoïques de la marge péruvienne. La rotation antihoraire observée est donc, au moins pour cette région nord péruvienne, plus récente que l'Eocène supérieur. Cependant, cette région de Cajamarca est caractérisée par une déviation des axes des plis qui affectent les formations mésozoïques depuis la direction andine (N150°) vers une direction pratiquement E-W. En raison de ces particularités tectoniques locales, il est difficile d'étendre le résultat paléomagnétique à l'ensemble de la marge péruvienne. C'est pourquoi, en continuation directe du travail effectué précédemment au CFR, nous nous sommes attachés à étendre les études paléomagnétiques à des formations crétacées et cénozoïques situées plus au sud, aux environs de Lima, Nazca, Arequipa et Moquegua, où les structures de la chaîne suivent une direction andine typique. De cette manière, nous avons pu nous affranchir d'éventuelles perturbations locales du type de celles rencontrées dans la région de Cajamarca, et ainsi démontrer que l'ensemble de la marge des Andes Centrales péruvienne avait subi une rotation antihoraire et que cette rotation était postérieure au Crétacé.

Nous disposons ainsi du plus important échantillonnage paléomagnétique jamais réalisé sur les Andes péruviennes. Cet échantillonnage conséquent a permis d'obtenir des informations inédites sur l'évolution géodynamique de la marge péruvienne et sur la genèse de la déflexion d'Arica, qui seront détaillées au fur et à mesure dans ce mémoire. La première partie de celui-ci sera tout d'abord consacrée à une présentation géologique et structurale succincte des Andes Centrales péruviennes. La deuxième partie traitera des études paléomagnétiques antérieures réalisées sur l'ensemble des Andes Centrales, revues en tenant compte des nouveaux pôles paléomagnétiques de référence pour l'Amérique du Sud stable. La troisième partie sera consacrée à la présentation des secteurs étudiés (cadre géologique et échantillonnage). Une quatrième partie traitera de l'analyse au laboratoire des échantillons, avec en particulier un examen détaillé de la minéralogie magnétique, et des problèmes d'interprétation des données de désaimantation. La cinquième partie sera consacrée à la présentation des différents articles, dont je suis coauteur, et qui ont été publiés au cours de ma thèse. Une sixième partie traitera sur les données paléomagnétiques obtenues tant dans le centre comme dans le sud du Pérou. Ces données seront comparées selon les régions et selon les âges pour tenter de cerner le déroulement temporel et spatial des rotations. Les résultats obtenus seront ensuite résumés et discutés. Enfin, dans le chapitre de conclusion de ce mémoire seront présentés une synthèse des résultats obtenus et les perspectives d'études futures. En annexes 1 à 11 sont présentés, sous forme de tableaux, les résultats paléomagnétiques de chaque site.

CHAPITRE I - LES ANDES CENTRALES: CARACTERES GEOLOGIQUES ET TECTONIQUES

- I - La cordillère des Andes, grands traits morphostructuraux.
- II - Les Andes Centrales, esquisse géologique et tectonique.
- III - L'histoire andine des Andes Centrales.

1) - La période d'évolution pré-orogénique

La période Norien-Aalénien inférieur
 Au Dogger (Aalénien et Bajocien)
 Du Bathonien au Kimméridgien
 Du Tithonique au Berriasien
 Le Néocomien
 Entre l'Aptien supérieur et le Santonien

2) - La période d'évolution orogénique.

Du Santonien à l'Eocène supérieur
 L'Oligo-miocène
 Le Plio-Quaternaire

CHAPITRE I

LES ANDES CENTRALES: CARACTERES GEOLOGIQUES ET TECTONIQUES

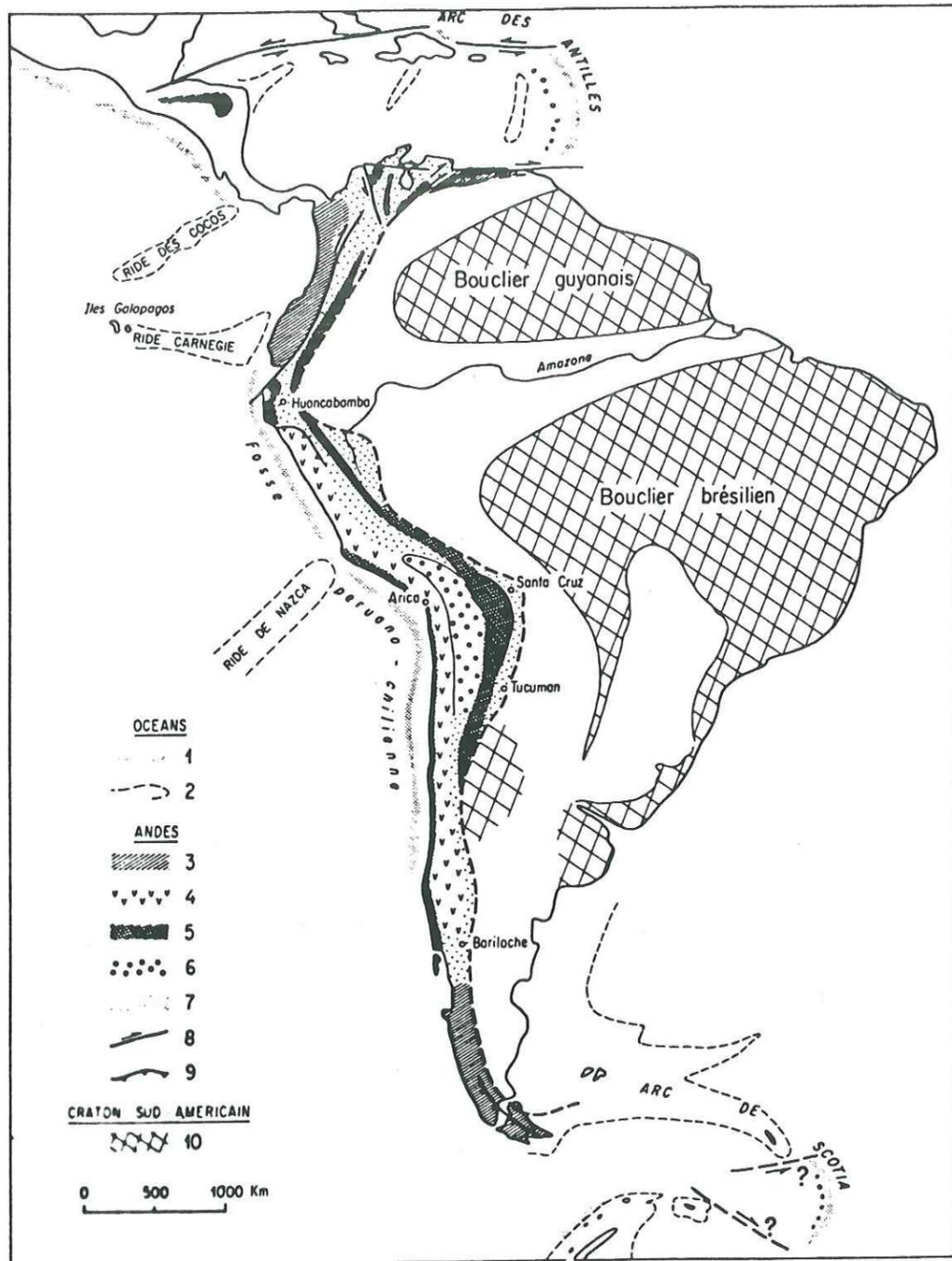
I - La cordillère des Andes, grands traits morphostructuraux.

L'orogène andin est un système montagneux qui s'étend sur près de 8000 km depuis la Mer des Caraïbes (Vénézuéla) jusqu'à la Terre de Feu (Chili). Il occupe ainsi la façade pacifique du continent sud-américain et s'est édifié en marge occidentale des cratons guyanais et brésilien qui représentent son avant-pays stable (Fig. I-1). La largeur de la chaîne se réduit à seulement 300 km au nord de la déflexion de Huancabamba et atteint au contraire un maximum de 800 km au niveau du coude d'Arica. Elle est limitée sur sa bordure ouest par une profonde fosse océanique le long de laquelle se produit le processus de subduction de la plaque océanique de Nazca sous le continent sud-américain. Cette subduction est associée à une importante activité volcanique et sismique qui place la cordillère des Andes au sein de la "ceinture de feu" péri-pacifique.

Les Andes sont classiquement divisées en trois segments, en fonction de la présence ou de l'absence de matériel océanique d'origine pacifique incorporé à la chaîne. On distingue ainsi (Vicente, 1970; Aubouin, 1973; Mégard, 1987a): au Nord, les Andes Septentrionales de Colombie et d'Equateur ; au Sud, les Andes Australes ou Andes de Magellan qui couvrent le sud du Chili et de l'Argentine ; et entre les deux, les Andes Centrales qui s'étendent en partie sur les territoires du Pérou, de la Bolivie, du Chili et de l'Argentine.

Les Andes Septentrionales et Australes se caractérisent par la présence de roches basiques exotiques, qui correspondent à des lambeaux de matériel océanique pacifique (ophiolites) qui ont été obductés ou accrétés au continent sud-américain. Pour cette raison, les Andes Septentrionales et Australes sont généralement comparées aux chaînes d'obduction des arcs insulaires du Pacifique Occidental (Blanchet, 1984). Leur description a fait l'objet de plusieurs synthèses (Aubouin et al., 1973; Bourgois et al., 1985; Mégard, 1987 etc..) et ne sera pas abordée dans ce travail.

Les Andes Centrales, qui constituent l'objet de notre étude, sont au contraire



- A)- OCEANS. - 1)- Fosses océaniques ; 2)- Limites des rides océaniques et, localement, du plateau continental.
- B)- ANDES. - 3)- Secteurs dotés d'un magmatisme ophiolitique pré-orogénique ; 4)- Secteurs dotés d'un magmatisme andésitique pré-orogénique ; 5)- Zones d'affleurement du substratum précambrien et hercynien remanié dans la chaîne andine ; 6)- Bassins tertiaires intra-montagneux subsidents ; 7)- Autres secteurs de la chaîne ; 8)- Décrochements ; 9)- Chevauchements principaux.
- C)- CRATON SUD-AMERICAIN. - 10)- boucliers précambriens et, en blanc, couverture des boucliers.

Figure I-1 : Esquisse structurale des Andes. D'après Mégard (1973).

dépourvues d'ophiolites et leur évolution récente semble étroitement liée à la subduction vers l'Est de la plaque de Nazca au niveau de la fosse Pérou-Chili. Pour cette raison, les Andes Centrales sont considérées comme l'exemple typique d'une chaîne de subduction ou d'un "orogène marginal" (Aubouin, 1984). L'édification complète de la chaîne est en fait le résultat de la superposition oblique de plusieurs orogènes qui se sont succédé au Précambrien, au Paléozoïque (cycle orogénique hercynien), puis au Méso-Cénozoïque (cycle andin). L'intervention d'une subduction pacifique sous le continent sud-américain n'est évidente avec le développement du volcanisme calcoalcalin associé qu'au cours du cycle andin.

II - Les Andes Centrales, esquisse géologique et tectonique.

La cordillère andine au niveau des Andes Centrales est classiquement subdivisée en cinq grandes zones morphostructurales qui sont d'Ouest en Est depuis la fosse Pérou-Chili jusqu'à la zone subandine (Fig. I-2; Audebaud et al., 1973) :

- *la zone côtière*, en partie immergée ou occupée par un désert dans le nord et le sud du Pérou et dans le nord du Chili et comportant un substratum précambrien, un volcanisme synsédimentaire mésozoïque et de nombreux granitoïdes mal datés ;

- *la Cordillère Occidentale*, dont les plus hauts sommets dépassent souvent 5000 m et qui comprend essentiellement des formations sédimentaires mésozoïques et des volcanites cénozoïques déformées au cours du cycle andin. La partie ouest de la Cordillère Occidentale est occupée par l'immense batholite andin qui se compose de nombreux intrusifs granitiques et granodioritiques mis en place à partir du Crétacé supérieur jusqu'au Néogène ;

- *l'Altiplano* ou zone intercordillère, occupé par des hauts plateaux, dont l'altitude moyenne varie de 3800 à 4200 m selon les régions, et qui comporte principalement des séries sédimentaires paléozoïques et mésozoïques et de puissantes séries rouges continentales (molasses) déposées à partir du Crétacé supérieur jusqu'au Néogène ;

- *la Cordillère Orientale*, qui comporte des sommets dépassant 6000 m d'altitude, et qui comprend essentiellement des terrains paléozoïques de la chaîne hercynienne et des terrains précambriens. La série méso-cénozoïque est très réduite, lacunaire voire totalement absente ;

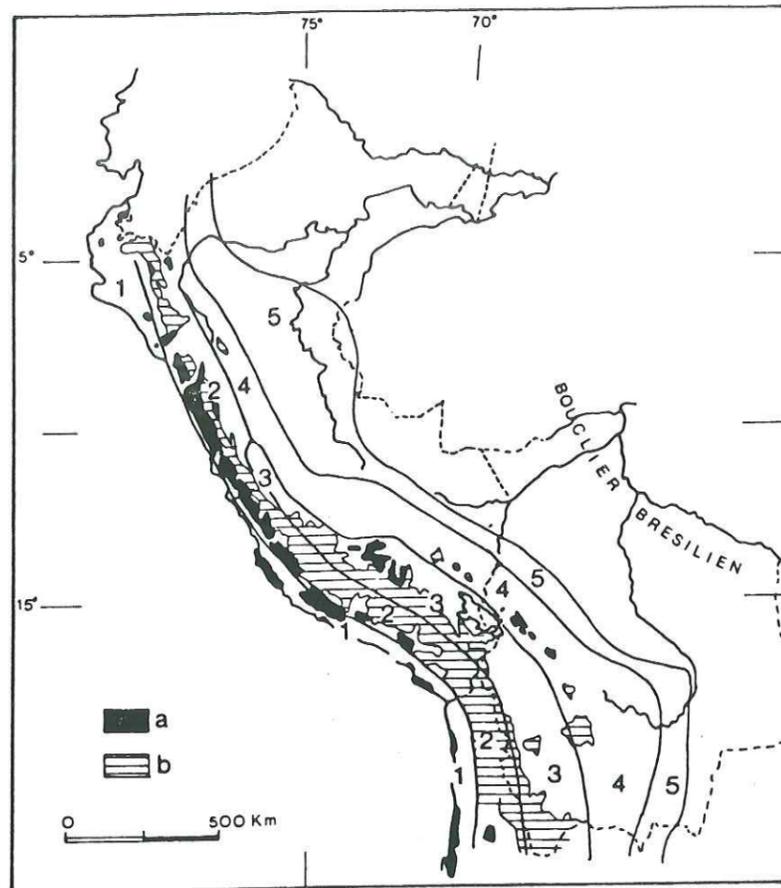


Figure I-2 : Zonation structurale et magmatique des formations andines des Andes Centrales, d'après Audebaud et al., (1973). a) Massifs plutoniques; b) Volcanites. Les chiffres 1, 2, 3, 4, et 5 correspondent respectivement à la zone côtière, à la Cordillère Occidentale, à l'Altiplano, à la Cordillère Orientale et à la zone subandine.

- la zone subandine ou piémont amazonien, au niveau de laquelle l'altitude moyenne décroît rapidement de 3800 à 1000 m. Elle est marquée durant le Méso-Cénozoïque par une importante subsidence et par le dépôt d'une puissante série sédimentaire essentiellement continentale.

III - L'histoire andine des Andes Centrales.

L'histoire andine des Andes Centrales fait suite à une histoire plus ancienne marquée par plusieurs cycles orogéniques qui se sont succédé au cours du Précambrien et du Paléozoïque. Cette histoire pré-andine n'est déchiffrable qu'au

travers de quelques noyaux polymétamorphiques et des terrains très déformés qui affleurent principalement dans la Cordillère Orientale et la zone côtière. Leur étude sort du cadre de ce travail qui s'intéresse uniquement au cycle andin et aux terrains occidentaux de la cordillère. Par conséquent nous ne traiterons pas de l'histoire pré-andine des Andes péruviennes. Nous renvoyons le lecteur intéressé par cette histoire au travail de Dalmayrac et al. (1977).

L'histoire andine des Andes Centrales, ou cycle andin, débute au Trias supérieur et se poursuit jusqu'à l'Actuel (Audebaud et al., 1973). Elle peut être subdivisée en deux grandes périodes, la période pré-orogénique et la période orogénique, séparées par la phase de compression du Crétacé supérieur (Mégard, 1973, 1978).

1) - La période d'évolution pré-orogénique

La première période andine, qui s'étend du Trias supérieur (Norien) au Santonien p.p., débute par une transgression marine qui marque l'ébauche d'un dispositif paléogéographique composé de zones isopiques parallèles à la côte actuelle et installées sur un substratum intégralement sialique. On distingue ainsi de l'Ouest vers l'Est :

- un arc volcanique côtier, siège d'une activité surtout andésitique quasi-permanente jusqu'au Crétacé terminal;
- un bassin marin occidental à sédimentation de grès, shales et calcaires, avec des intercalations volcaniques sporadiques. Ce bassin correspond à l'actuelle Cordillère Occidentale et à l'Altiplano occidental ;
- une zone axiale émergée à sédimentation réduite et lacunaire, qui correspond à l'actuelle Cordillère Orientale ainsi qu'à l'Altiplano oriental ;
- un bassin oriental (l'actuelle zone subandine), qui communique au Nord-ouest avec la mer ouverte et qui reçoit une sédimentation deltaïque marine au nord de 13°S et continentale plus au sud.

Ce dispositif paléogéographique va persister en général avec peu des variations durant toute la période d'évolution pré-orogénique.

La période Norien-Aalénien inférieur (Fig. I-3a,b) est caractérisée par la mise en place de plusieurs mégaséquences transgressives. Au Norien se produit une première transgression qui pénètre par le Nord, recouvre le Pérou Central sans néanmoins atteindre le Sud. Une deuxième transgression dépose des sédiments marins d'âge hettangien à sinémurien. Dans le sud péruvien se dépose une série

de faciès volcaniques (andésites, dacites) avec des intercalations de séquences marines et continentales. La partie supérieure de cette série a été datée par fossiles et correspond au Sinémurien inférieur (Vargas, 1970; Vicente, 1981).

Au Dogger (Aalénien et Bajocien) (Fig. I-3c) la sédimentation marine se poursuit avec, cependant, certaines différences. En effet, alors que des grès et des calcaires de plate-forme peu profonde se déposent dans le Pérou Central (Mégard, 1973), au Sud le bassin s'approfondit (présence de calcaires sombres riches en matière organique) du fait d'une importante tectonique distensive ("bassin d'Arequipa"; Vicente et al., 1982). Dans la Cordillère Orientale les dépôts du Jurassique moyen et supérieur ne sont pas connus. Dans le domaine subandin, on observe des séries terrigènes et, localement, des dépôts évaporitiques. A cette époque apparaît donc une zonation N-S en plus de celle E-W décrite ci-dessus.

Du Bathonien au Kimméridgien (Fig. I-3d) la zonation N-S persiste. En effet, au sud de 7°S dans le Pérou central et septentrional on ne connaît pas de dépôts dans cette période. Par contre, dans le Pérou méridional on observe une sédimentation de remplissage turbiditique ou de type flysh à la suite de la tectonique distensive du début du Dogger qui est à l'origine d'une rapide subsidence (Vicente et al., 1982). Dans le subandin, une puissante sédimentation de couches rouges continentales d'âge jurassique est observée (Seminario & Guizado, 1976).

Du Tithonique au Berriasien (Fig. I-3e) : après une transgression marine mise en évidence par des séquences de calcaires plus ou moins gréseux dans la zone côtière et le versant pacifique de la Cordillère Occidentale entre 8° et 17° S au Tithonique inférieur (Jaillard et al., 1990), le dispositif paléogéographique E-W unique se remet en place. Dans la zone côtière centrale, plusieurs milliers de mètres de coulées basaltiques et de dépôts volcanoclastiques constituent les roches les plus anciennes de cette zone. Elles sont datées du Berriasien (Rivera et al., 1975).

Dans le Sud-Pérou, un soulèvement semble s'être produit entre le Tithonique supérieur et le Berriasien si l'on en juge par l'absence des dépôts de cette époque (Batty & Jaillard, 1989).

Dans le subandin, les dépôts détritiques continentaux continuent de se mettre en place.

Le Néocomien (Fig. I-3f) est caractérisé par une sédimentation gréseuse dans le Nord, qui correspond à l'installation depuis l'Est d'un gigantesque réseau fluvio-deltaïque (Mourier, 1988). Sur la côte, l'activité volcanique se poursuit. Dans le sud du Pérou et en Bolivie, le rivage recule vers l'Ouest et l'Altiplano s'individualise

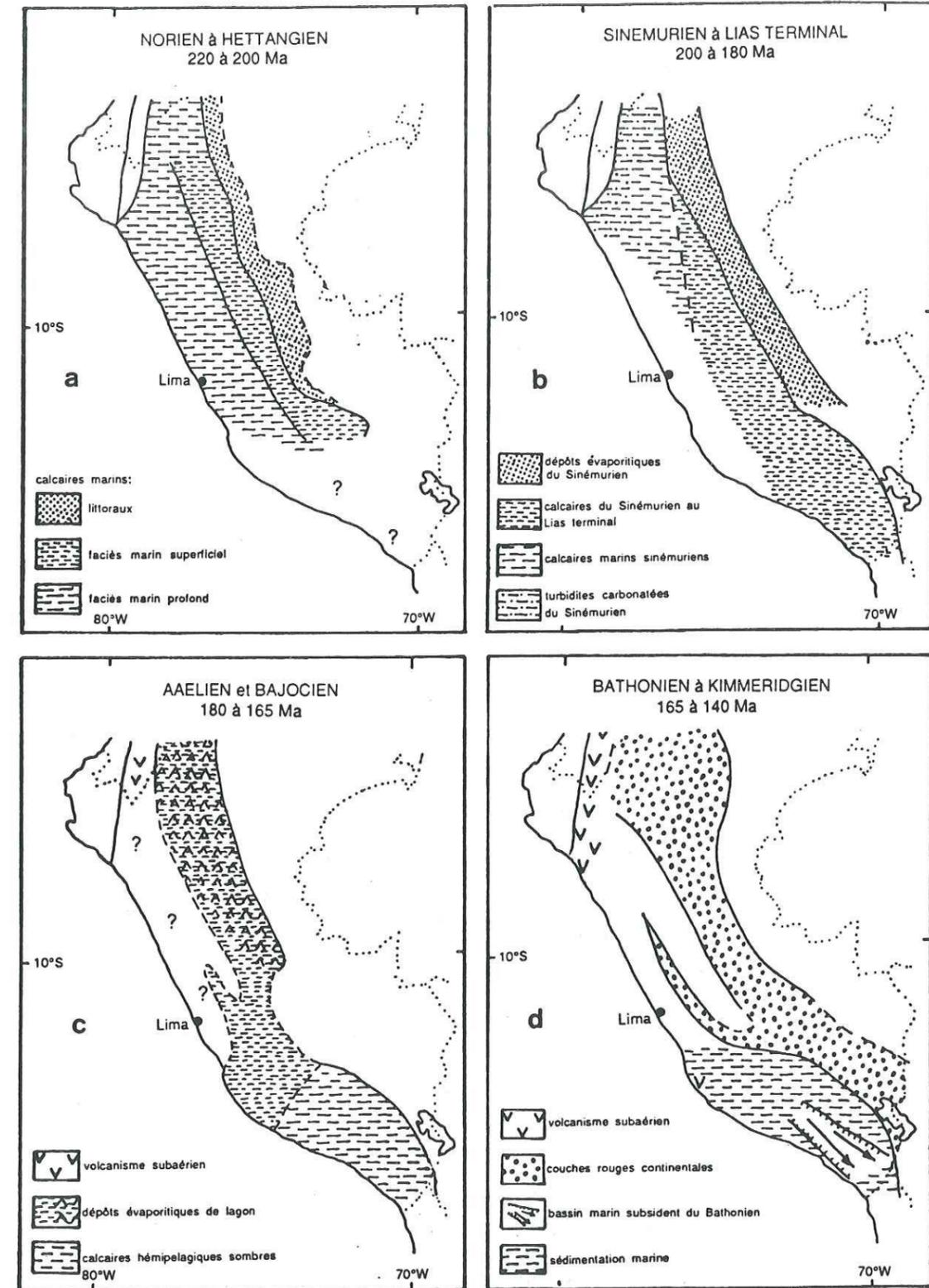
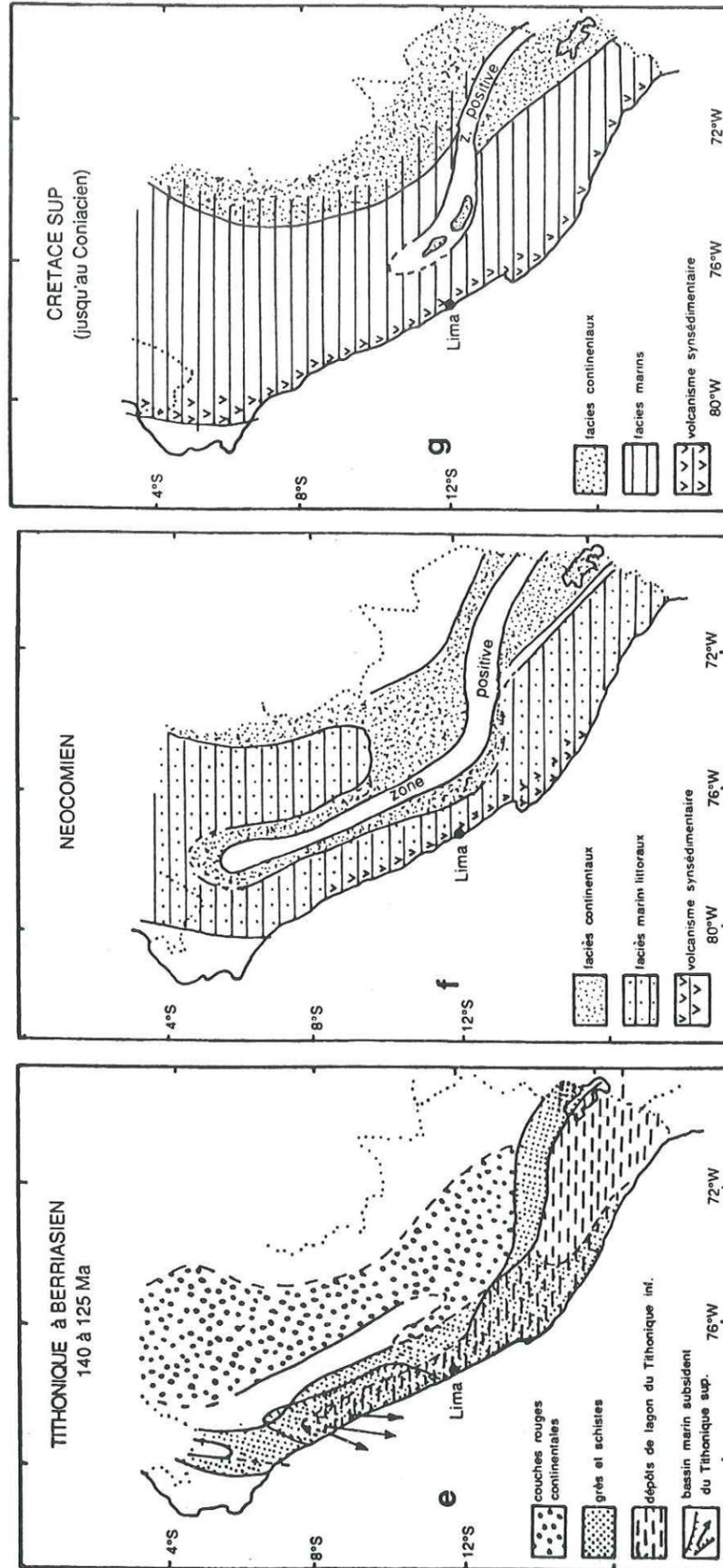


Figure I-3 a,b,c,d,e,f,g : Evolution des zones isopiques (faciès) des Andes péruviennes depuis le Trias jusqu'au Crétacé supérieur (figures a-e d'après Jaillard et al. (1990), et f, g d'après Dalmayrac et al. (1977)). Cette tranche d'âge correspond à la période pré-orogénique (voir explications dans le texte).



(suite de la figure I-3)

en tant que bassin subsident continental à sédimentation clastique (Dalmayrac et al., 1977).

Entre l'Aptien supérieur et le Santonien (Fig. I-3g) le régime tectonique se caractérise par son "instabilité" (Soler, 1991), avec des épisodes distensifs et compressifs. Dans la zone côtière du Pérou central une phase compressive albienne a été mise en évidence (phase Mochica de Mégard, 1984). Durant toute cette période et jusqu'au Campanien la sédimentation devient entièrement marine, avec des transgressions importantes entre l'Aptien supérieur- Albien moyen et le Cénomaniens-Coniacien. Durant la transgression cénomaniens, la mer submergera les domaines restés jusqu'alors continentaux. Elle recouvrira ainsi l'Altiplano et même par endroits la zone axiale réduite. La mer andine atteindra son expansion maximale au cours du Turonien avec une transgression qui recouvrira de nouveau l'Altiplano. Les faciès marins s'étendront également à une grande partie du subandin.

L'activité magmatique, essentiellement représentée par du volcanisme sous-marin, connaît une reprise importante à partir de l'Albien inférieur. Elle est localisée dans la région côtière et dans le versant pacifique de la cordillère occidentale entre 7° S et 14° S. Ce volcanisme est actif pendant tout l'Albien et il a été longtemps considéré comme étant mis en place dans un contexte de bassin marginal (Guevara, 1980; Atherton et al., 1983, 1985a) installé sur une croûte continentale amincie en arrière de l'arc volcanique côtier ("bassin marginal avorté"). Récemment Soler (1991) en étudiant le chimisme de ces laves a montré qu'il faudrait au contraire considérer ce volcanisme comme un "simple volcanisme d'arc affecté à certains moments par une subsidence tectonique associée à une distension de type pull apart". Dans ce bassin les dépôts volcaniques (basaltes, andésites, dacites et rhyolites) atteignent près de 10 Km d'épaisseur, et sont associés dans les niveaux supérieurs à des intrusions de gabbros (Regan, 1985). Dans le Sud, des affleurements de coulées volcaniques andésitiques et dacitiques contemporains de cette époque sont aussi connus (Marocco & Del Pino, 1966; Batty & Jaillard, 1989).

Le Crétacé supérieur est caractérisé par la mise en place du Batholite Côtier formé par un alignement de plutons (Fig. I-4) et constituant une ceinture de quelques 60 km de large sur 1800 km de long. Ces plutons se mettent en place au travers des séries volcaniques albiennes dans le Nord et Centre du Pérou, et au travers des terrains précambriens dans le Sud. Les plutons se succèdent donc tout le long du bord ouest de la cordillère occidentale péruvienne. Leur composition va des gabbros aux leucogranites, avec une prédominance de tonalites et de

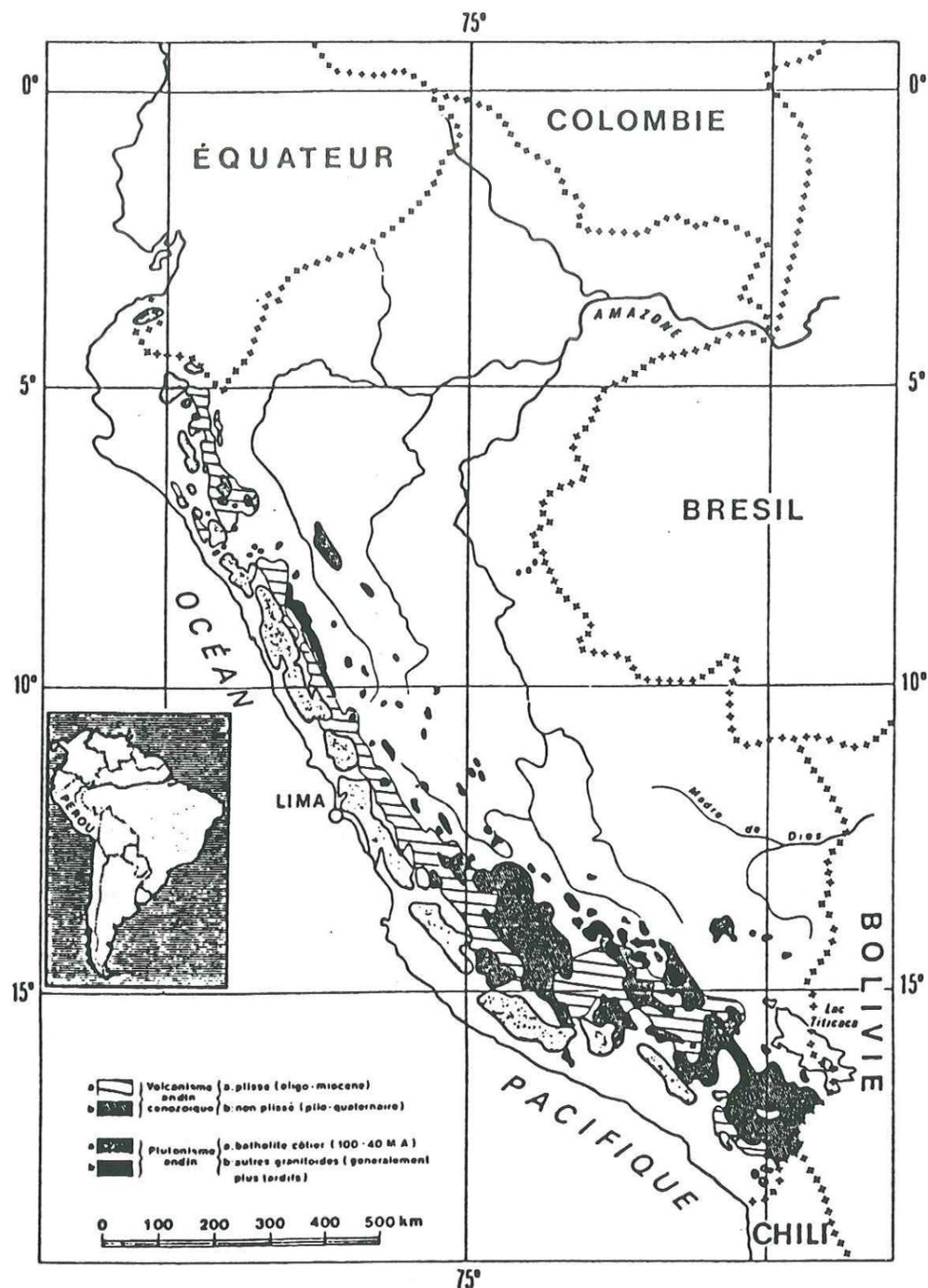


Figure I-4 : Répartition du plutonisme crétacé supérieur-cénozoïque et du volcanisme cénozoïque (d'après Soler et al., 1986).

granodiorites. Ce batholite est divisé en cinq segments (Piura, Trujillo, Lima, Arequipa et Toquepala) eux-mêmes constitués de séquences consanguines formant des "super-unités" (équivalents stratigraphiques des "formations") (Pitcher, 1985).

2) - La période d'évolution orogénique.

La période orogénique andine débute au Santonien avec la phase "péruvienne" suivie par une phase "incaïque" d'âge éocène moyen-supérieur, les trois phases "quechua" miocènes et, finalement, une phase plio-pléistocène (Steinman, 1929; Mégard, 1984; Sébrier & Soler, 1991). Ces phases compressives de relativement courte durée affectent des zones réduites, en migrant progressivement vers l'Est (Fig. I-5). En général les directions principales de compression sont NE-SW et horizontales, ce qui explique les directions structurales "andines" (NW-SE) que l'on observe actuellement sur une grande partie des Andes péruviennes.

Du Santonien à l'Eocène supérieur (Fig. I-6a,b) : au cours du Crétacé supérieur une phase tectonique majeure, la "phase péruvienne" de Steinman (1929), a affecté le rameau péruano-bolivien de l'orogène andin, vraisemblablement postérieurement au Santonien inférieur (Mégard, 1973). Elle est marquée par des plissements parallèles à la côte au niveau de l'ensemble de la zone côtière et du flanc ouest de la Cordillère Occidentale, et par des raccourcissements dans la partie nord-est des hauts-plateaux et dans la Cordillère Orientale au niveau du Pérou central. Elle correspond à un serrage modéré et à un soulèvement notable des régions plissées de la bordure pacifique qui par la suite va empêcher l'entrée de la mer vers l'Est, exception faite de quelques incursions marines limitées dans le temps et à la zone côtière (Macellari, 1988). Ainsi, du Santonien à l'Eocène supérieur vont s'installer dans la zone intercordillère de grands bassins continentaux fluviaux ou lacustres. Ceux-ci, alimentés par l'érosion des reliefs bordiers, vont recevoir dans certains cas jusqu'à 4000 m de molasses rouges difficiles à dater. Le bassin oriental continue de fonctionner et reçoit les produits d'érosion de la Cordillère Orientale. Au sud de 10° S (centre et sud du Pérou) la paléogéographie est quelque peu différente en raison de la présence de la Cordillère Orientale en tant que zone surélevée. Celle-ci est la source du matériel détritique qui se dépose en même temps dans les bassins intramontagneux vers l'Ouest, et subandin vers l'Est. Quant à la tectonique, dans le Nord du Pérou les structures directement liées à la phase santonienne sont peu documentées. Dans

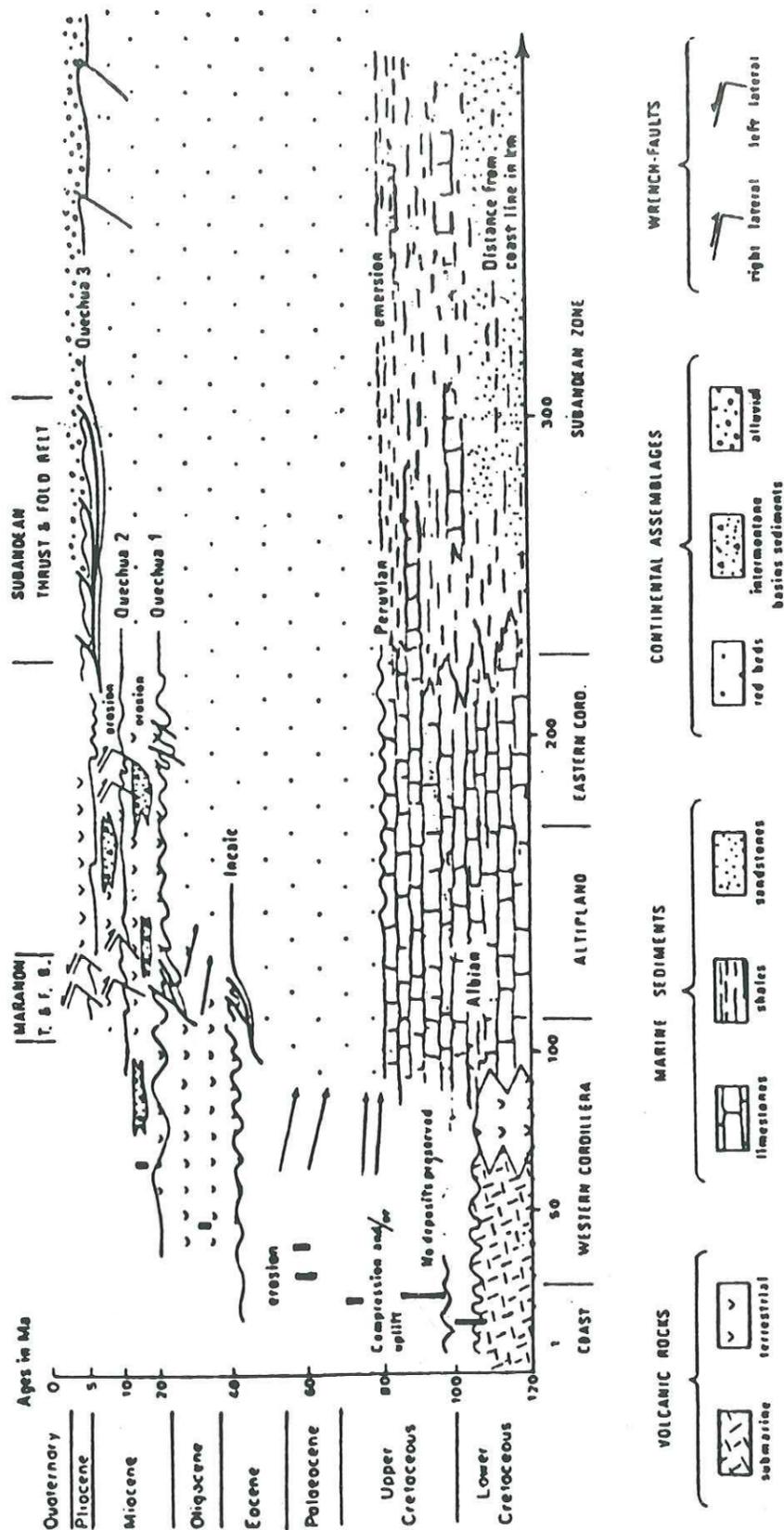


Figure 1-5 : Distribution spatiale et temporelle des épisodes de déformation par rapport à la sédimentation et au magmatisme dans le Pérou central (d'après Mégard, 1984). Les âges des intrusions batholitiques et une partie des données concernant les unités volcaniques de la côte et de la cordillère occidentale sont de Cobbing et al. (1981). L'échelle d'âge pour la période 0-10 Ma est multipliée par 2. Les rectangles noirs indiquent la localisation et le temps d'emplacement des intrusions batholitiques. Les flèches indiquent les aires source des matériaux clastiques, et pointent vers les bassins sédimentaires.

la Cordillère Orientale et la partie orientale des hauts plateaux du Pérou Central, des plis et décrochements affectant les couches paléozoïques et mésozoïques sont attribués à cette tectonique (Mégard, 1978). Dans la Cordillère Occidentale (région de Churín), cette phase serait responsable des multiples plissements et chevauchements à vergence Est des formations calcaires du Crétacé supérieur (Vicente, 1989). Mais c'est surtout dans le Sud que cette phase est bien exprimée dans la Cordillère Occidentale. En effet, Vicente et al. (1979) et Vicente (1989) y ont montré l'existence de plissements importants et d'un grand chevauchement à vergence NE du socle précambrien sur sa couverture mésozoïque.

Par ailleurs, l'activité volcanique de la région côtière se poursuit notamment dans le Sud où des andésites, rhyolites et dacites se déposent sur une épaisseur de plusieurs milliers de mètres (Bellido & Guevara, 1963; Bellon & Lefèvre, 1976; Audebaud et al., 1976).

L'emplacement du Batholite Côtier est limité à la région côtière et au versant pacifique de la Cordillère Occidentale et se poursuit jusqu'au Paléocène supérieur (~59 Ma). Postérieurement, durant l'Eocène et le Néogène, l'arc magmatique s'élargit considérablement pour gagner vers l'Est la Cordillère Occidentale, les Hauts Plateaux et même, pour certains épisodes, la Cordillère Orientale et le versant amazonien (Soler & Bonhomme, 1990; Soler, 1991).

Le dépôt des séries rouges sera interrompu par les déformations tectoniques de l'Eocène moyen-terminal correspondant à la phase majeure "incaïque" surtout développée dans la partie NE de la Cordillère Occidentale du Pérou Central (Mégard, 1973, 1984, 1987a; Angeles, 1987), et dans le nord du Pérou (Mourier, 1988), ainsi que dans les Hauts Plateaux (zone intercordillère) du Pérou Central. Ces déformations sont considérées comme responsables des plus grands raccourcissements des Andes Centrales qui sont évalués à 30% pour cette seule phase dans la Cordillère Occidentale du Pérou Central (Mégard, 1984; Romani, 1982; Angeles, 1987). Les structures associées à cette phase ont ensuite été érodées et recouvertes par des dépôts sédimentaires continentaux et par des roches volcaniques datées à 41 Ma dans le centre du Pérou (Noble et al., 1979a). Dans le Nord, cette phase a été calée entre 44 et 39 Ma (Mourier, 1988; Noble et al., 1990) ce qui démontre sa contemporanéité dans ces deux régions. Cependant, selon certains auteurs (Cobbing et al, 1981; Noble et al., 1985; Mourier, 1988) une phase de déformation antérieure aurait eu lieu au Pérou au Paléocène, mais sa localisation dans le temps n'est pas pour le moment bien établie.

Postérieurement à la tectonique incaïque, tout le long de la zone côtière s'individualise une série de bassins d'avant-arc, notamment le bassin de Pisco

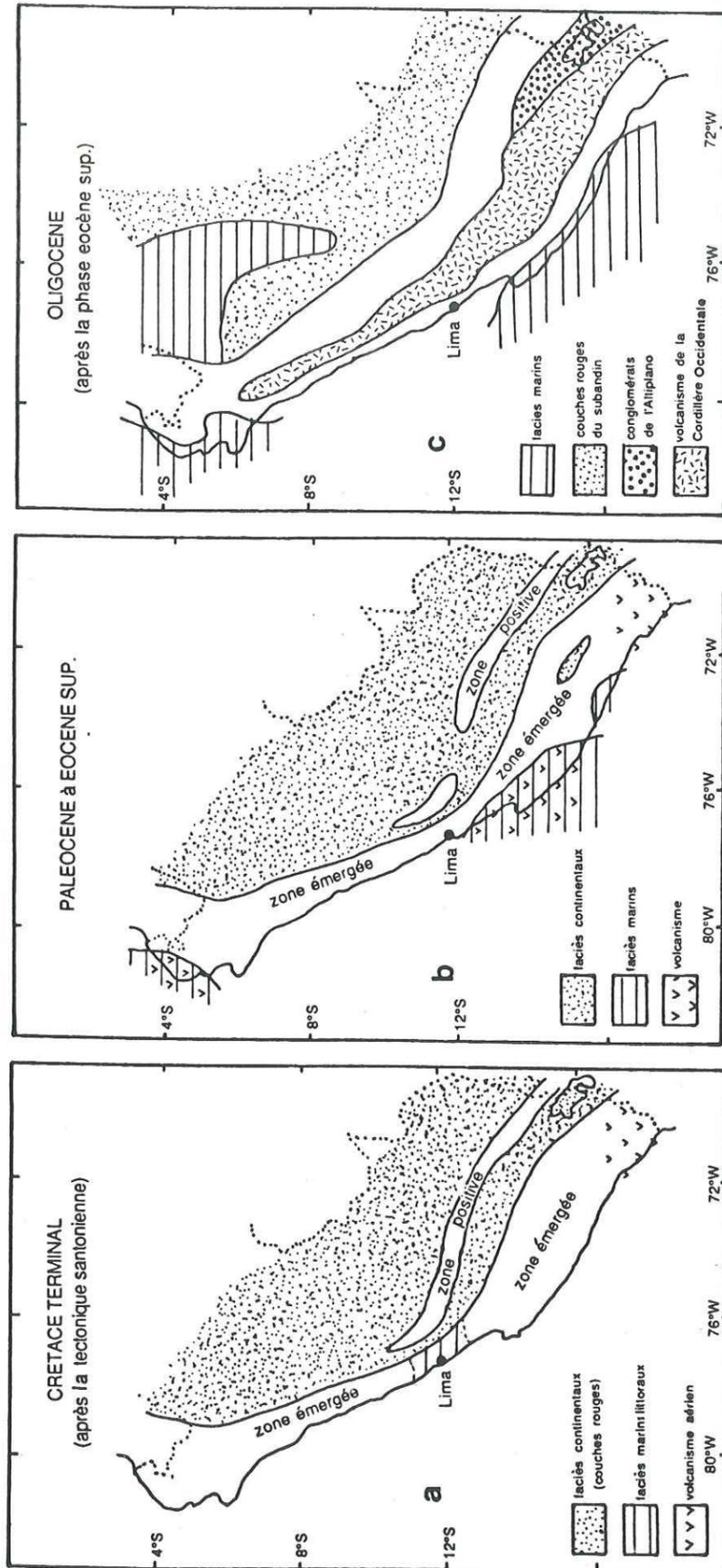


Figure I-6 : Evolution des zones isopiques (faciès) des Andes péruviennes depuis le Crétacé terminal jusqu'à l'Oligocène (d'après Dalmyrac et al., 1977). Cette tranche d'âge correspond à la période orogénique (voir explications dans le texte).

dans la zone centrale (Macharé, 1987). D'autre part, dans la zone côtière et dans la Cordillère Occidentale du Sud péruvien, la phase incaïque est probablement à l'origine du dépôt à l'Oligocène inférieur des puissantes couches de sédiments clastiques continentaux d'avant-arc qui remplissent les bassins côtiers (Fig. I-6c). Ces sédiments recouvrent en discordance les volcanites du Crétacé terminal-Eocène (Audebaud et al., 1976). Dans la Cordillère Occidentale, près de la région d'Arequipa, certaines structures créées lors de la phase péruvienne ont été réactivées. Dans l'Altiplano, l'existence de cette phase a été clairement mise en évidence par des discordances importantes des couches rouges oligocènes sur les structures plissées des séries du Crétacé-Eocène (Chanove et al., 1969; Audebaud et al., 1976).

L'Oligo-miocène : Les Andes sont complètement et définitivement émergées. L'activité volcanique et la sédimentation continentale sont très intenses à cette époque. Le volcanisme est centré sur la Cordillère Occidentale, et la Cordillère Orientale constitue la principale source des dépôts sédimentaires en tant que zone surélevée.

En générale, la paléogéographie du Nord et du Centre du Pérou ne subit pas de modifications importantes, contrairement à celle du Sud. En effet, d'après Audebaud et al. (1976) après les déformations incaïques elle comportait d'Ouest en Est : un petit chaînon soulevé (le massif précambrien d'Arequipa), un bassin continental peu subsident où vont se déposer des sédiments clastiques des formations Moquegua et Sotillo, le batholite côtier, un bassin subsident (actuel emplacement de la Cordillère Occidentale) où se mettent en place près de 6000 m. de dépôts volcaniques et volcano-sédimentaires, la zone positive de Santa Lucía, l'Altiplano où se dépose une importante série détritique à l'Oligocène suivie par une activité volcanique au Miocène, la Cordillère Orientale et, enfin, le bassin subandin (Fig. I-6c).

Entre l'Eocène et le Miocène moyen, une puissante séquence de laves et de brèches volcaniques de composition basaltique-andésitique, dacitique et rhyolitique se dépose sur toute la Cordillère Occidentale au nord de 13° S. Ces formations volcaniques n'ont pas été, jusqu'à présent, bien datées. Dans le Nord-Pérou, un âge maximum de 53 Ma a été obtenu sur un niveau proche de la base de cette séquence (Wilson, 1975; Cobbing et al., 1981), et une limite supérieure incertaine pour le dépôt de cette séquence serait située vers 15 Ma (Farrar & Noble, 1976).

Trois phases miocènes, phases Quechua 1, 2 et 3, ont été en général bien identifiées dans l'ensemble du Pérou (Figs. I-5 et I-7). Toutefois, dans le Sud du

Pérou et en Bolivie il y a des évidences de l'existence d'une pulsation tectonique antérieure ("phase Aymara" de Sébrier & Soler, 1991), datée de l'Oligocène supérieur (Fig. I-7). En effet, en Bolivie celle-ci est calée entre 25.5 et 29 Ma par la discordance entre les formations gréseuses et conglomératiques Tiawanacu et Coniri (Swanson et al., 1987; Sempere et al., 1990). Cette tectonique marque le début du développement de l'Altiplano comme bassin intramontagneux, ainsi que le fonctionnement du bassin subandin (Sempere et al., 1990). Au sud du Pérou un âge minimum est obtenu pour cette phase dans la partie occidentale de l'Altiplano où le volcanisme Tacaza daté à sa base à 26.9 Ma repose en discordance sur la formation éocène-oligocène Puno (Newell, 1949; Audebaud et al., 1979). Sur le versant pacifique de la Cordillère Occidentale un âge minimum de 25 Ma est donné pour la compression oligocène. Cet âge correspond aux plus anciens niveaux ignimbriques intercalés dans des dépôts conglomératiques et gréseux de la formation Moquegua supérieur, laquelle repose en discordance sur les couches rouges clastiques de la formation Moquegua inférieur (Tosdal et al., 1981; Sébrier et al., 1988).

La phase Quechua 1 affecte essentiellement la Cordillère Occidentale avec la réactivation des structures incaïques (Romani, 1982; Mégard et al., 1984; Angeles, 1987; Sébrier et al., 1988). L'Altiplano et probablement aussi la Cordillère Orientale ont été affectés par cette phase mais dans une moindre mesure. Dans le Centre du Pérou elle est calée entre 19.5 et 16.5 Ma (Soulas, 1977; McKee & Noble, 1982; Mégard, 1984, 1987a; Soler, 1991) et serait située vers 15-17 Ma dans le Sud (Vatin-Perignon et al., 1982; Sébrier, 1987; Sébrier et al., 1988). Dans le piémont occidental andin, cette phase tectonique aurait été suivie d'un important soulèvement des Andes (~400 m.) et de l'incision d'une première pédiplaine ("surface S1") formée à l'Oligocène et recouverte par les ignimbrites de la formation Huaylillas d'âge oligocène terminal à miocène inférieur (Sébrier et al., 1988).

La phase Quechua 2 est moins importante et n'est observée que dans certaines zones de déformation. Elle est datée entre 9.5 et 8.5 Ma dans le bassin intramontagneux d'Ayacucho du Pérou Central (Mégard et al., 1984; Mégard, 1984). Sur le versant pacifique du Sud-Pérou cette "pulsation tectonique" est datée entre 10.8 et 9.4 Ma (Huamán, 1985).

Enfin, la phase Quechua 3 se manifeste sur l'ensemble des Andes péruviennes et correspond à la principale phase de déformation dans la Cordillère Orientale et dans la zone subandine (Farrar & Noble, 1976; Soulas, 1977; Mégard, 1984; Mégard et al., 1984; Sébrier et al., 1988). Elle est datée entre 6 et 4.5 Ma dans la Cordillère Occidentale et les hauts plateaux du Pérou Central, mais elle est considérée

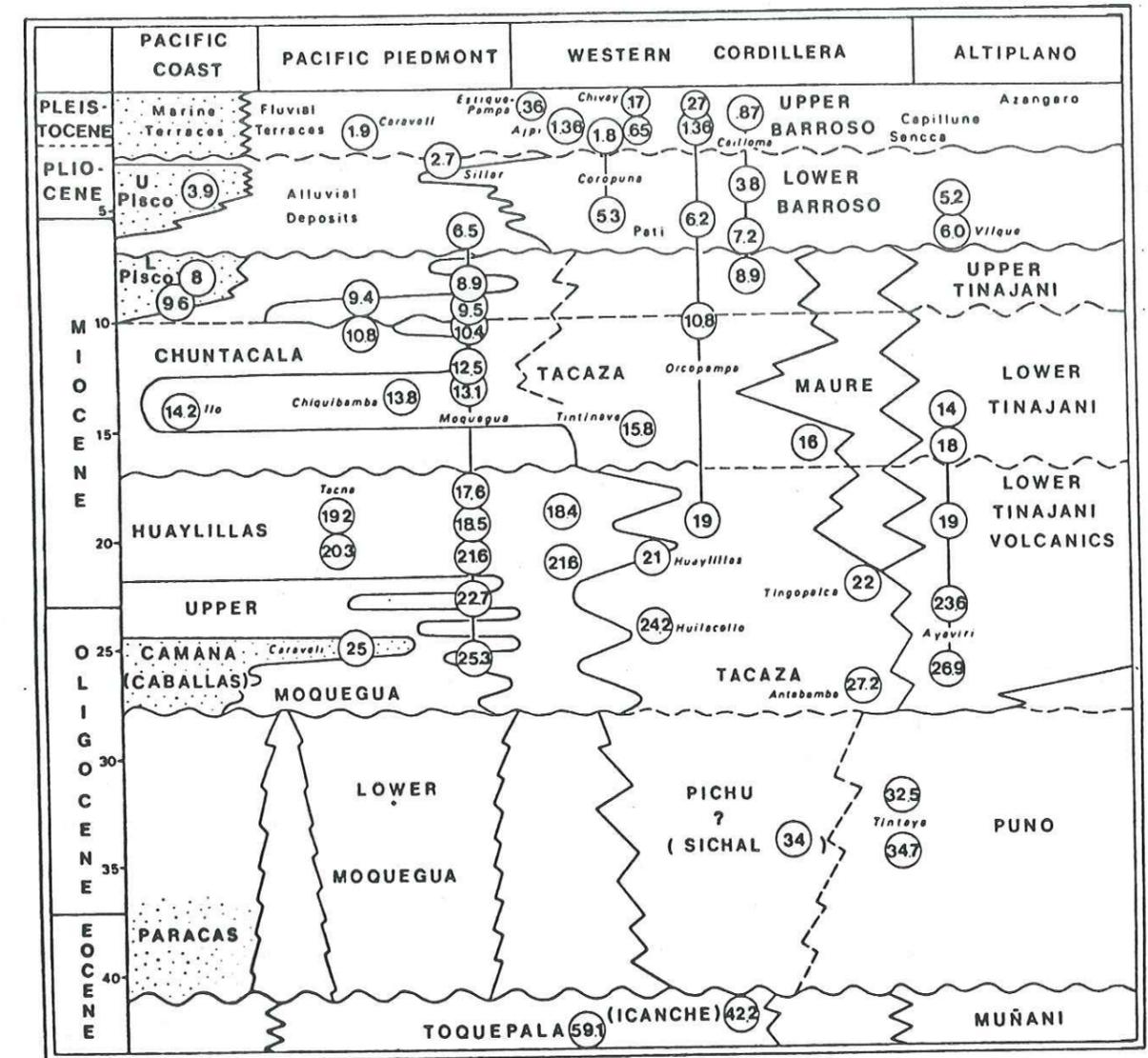


Figure I-7 : Tableau des corrélations entre les différentes formations cénozoïques et de leur position stratigraphique respective par rapport aux différentes phases de déformations compressives dans le sud du Pérou (d'après Sébrier et al., 1988). Les noms écrits en majuscules sont les formations d'extension régionale; ceux écrits en minuscules sont les formations ou séries locales. Dans les cercles figurent les âges radiométriques (en Ma). Les surcharges avec des points fins représentent les faciès marins. Les traits ondulés représentent les phases tectoniques compressives.

comme étant d'âge pliocène dans la zone subandine (Soulas, 1977; Mégard, 1984; Mégard et al., 1984, Mégard, 1987a). Dans le Sud-Pérou, Sébrier et al. (1988) attribuent un âge plus vieux que 7.2 Ma pour cette phase fini-miocène qui est contemporaine d'un important soulèvement andin, estimé à quelques 1000 m (Sébrier et al., 1988). Ce phénomène serait à l'origine de l'incision d'un glacis d'érosion ("surface S2") correspondant au toit de la formation Chuntacala d'âge miocène moyen à supérieur.

Le Plio-Quaternaire: cette période est caractérisée par une intense activité volcanique qui se localise principalement dans le sud du Pérou, mais dont on retrouve des témoins d'activité dans le centre et le Nord (Fm. Bosque de Piedra, ignimbrites de la Cordillère Noire, tufs Yungay, etc.). Dans le sud péruvien on distingue deux faciès principaux. Il s'agit d'une part des épanchements ignimbritiques (formation Barroso inférieur), considérés comme étant du Miocène terminal-Pliocène, et qui vont remplir les canyons incisés pendant la phase Quechua 3 (Sébrier et al., 1984; Tosdal et al., 1981) et atteindre la partie occidentale de l'Altiplano (Lefèvre, 1979). Il s'agit, d'autre part, des laves effusives andésitiques émises par des strato-volcans (formation Barroso supérieur) d'âge pléistocène essentiellement centrés sur la Cordillère Occidentale (Sébrier et al., 1984, 1988; Lefèvre, 1979). Une phase tectonique compressive a été documentée dans la plupart des Andes Centrales au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (Martinez, 1980; Blanc, 1984; Bonnot, 1984, Allmendinger, 1986; Macharé et al., 1986). Sur la côte du Pérou central cette phase de déformation réactive des failles du socle et provoque des flexures dans la couverture, ainsi que des plis mineurs, et des petites structures cassantes (Macharé, 1987). Ces types de déformation sont aussi décrites dans les bassins intramontagneux de Huancayo (Blanc, 1984) et du Callejón de Huaylas (Bonnot, 1984). Dans le sud du Pérou, cette phase a été décrite dans la zone subandine et dans la limite entre les hauts plateaux et la Cordillère Orientale (Sébrier et al., 1985; Cabrera, 1988).

CHAPITRE II - PALEOMAGNETISME ET GEODYNAMIQUE ANDINE

I - L'outil paléomagnétique et son application à la géodynamique.

a) - Rappel de quelques principes.

Les hypothèses de base.

L'application à un domaine géographique donné.

b) - Application aux domaines orogéniques.

La notion de pôles géomagnétiques virtuels.

La quantification des déplacements relatifs.

c) - Le problème des pôles de référence sud-américains.

Les premières synthèses.

Les données récentes.

II - Les travaux paléomagnétiques antérieurs sur les Andes Centrales et les modèles géodynamiques proposés.

a) - Les données paléomagnétiques des Andes Centrales au nord de la déflexion d'Arica.

b) - Les données paléomagnétiques des Andes Centrales au sud de la déflexion d'Arica.

III - L'interprétation des données paléomagnétiques des Andes Centrales et les modèles géodynamiques proposés.

PALEOMAGNETISME ET GEODYNAMIQUE ANDINE

I - L'outil paléomagnétique et son application à la géodynamique.

a) - Rappel de quelques principes.

Les hypothèses de base.

Le paléomagnétisme permet de quantifier les déplacements à la surface du globe par rapport à un référentiel fixe qui est l'axe de rotation terrestre. Cette quantification n'est possible que si l'on admet qu'en dehors des périodes d'instabilité du champ terrestre (inversions, excursions..), il y a toujours coïncidence entre les pôles géomagnétiques et l'axe de rotation terrestre. Or les données des observatoires sur le champ terrestre récent, complétées par les données historiques fournies par l'archéomagnétisme, ont montré que la direction du champ moyen varie d'année en année dans un même lieu. Cette variation séculaire des pôles magnétiques autour des pôles géographiques décrit une trajectoire irrégulière dont l'amplitude connue peut atteindre 20°. En fait, sur un intervalle de temps de quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années, la moyenne des positions successives des pôles géomagnétiques correspond à un pôle moyen qui coïncide avec l'axe de rotation terrestre. Par conséquent, on peut admettre qu'à l'échelle des temps géologiques, le champ magnétique terrestre est assimilable au champ produit par un dipôle axial et géocentré (c'est-à-dire parallèle à l'axe de rotation terrestre et placé au centre de la terre). Les lignes de force créées par ce dipôle recoupent la surface du globe selon une inclinaison (I) variant en fonction de la latitude (L). La relation $Tg(I) = 2 \times Tg(L)$, qui lie ces deux variables, permet donc d'estimer la dérive en latitude d'un site sur lequel on a mesuré l'inclinaison d'une aimantation correspondant à un champ fossile. Cette estimation n'est cependant correcte que si l'inclinaison fossile mesurée représente une moyenne établie sur un intervalle de temps suffisamment long (de préférence proche du million d'années ou plus). De la même manière, toute déviation angulaire de la composante horizontale moyenne

de cette aimantation fossile par rapport au méridien actuel, sera une mesure de la rotation absolue du site considéré autour d'un axe vertical. Les valeurs de D et I obtenues n'auront évidemment de signification que si elles sont calculées à partir d'une population d'échantillons suffisamment grande pour d'une part, moyenner efficacement la variation séculaire, et d'autre part, moyenner également les différentes incertitudes liées aux relevés effectués sur le terrain et aux mesures de laboratoire.

L'application à un domaine géographique donné.

Les études réalisées en paléomagnétisme dans un but géodynamique doivent être basées sur le plus grand nombre de sites possibles, répartis au mieux sur l'ensemble de l'aire géographique à étudier. Cette répartition géographique des sites est nécessaire pour que la direction paléomagnétique moyenne calculée à partir de cette population de sites soit effectivement représentative du déplacement subi par l'aire géographique en question. Il est en effet difficile d'admettre, en dehors du cas des plate-formes stables, qu'une aire géographique de grande dimension (plusieurs centaines de km²) puisse être considérée comme parfaitement rigide et exempte de déformations, même mineures. La correction de ces déformations, aussi précise soit elle, entraîne inévitablement des incertitudes supplémentaires dans la détermination des directions paléomagnétiques des différents sites. Par exemple, le simple débasculement des bancs, tel qu'il est généralement pratiqué sur les formations sédimentaires faiblement tectonisées, n'est pas toujours une reproduction fidèle du processus qui a effectivement amené les bancs dans leur attitude basculée. Si en plus on se trouve dans le cas de roches ignées (coulées de laves ou corps intrusifs) dont on sait qu'elles sont vraisemblablement affectées par une déformation mais qu'il est impossible d'appréhender et donc de corriger, on comprend la nécessité de travailler sur un grand nombre de sites afin de dégager une direction paléomagnétique moyenne qui ait une certaine fiabilité (on compense en partie les incertitudes sur les données en augmentant le nombre de ces dernières).

La détermination de la déclinaison moyenne (D) et de l'inclinaison moyenne (I) d'une aimantation fossilisée à une époque donnée par un ensemble de sites appartenant à une même plaque ou micro-plaque, permet ainsi de connaître le déplacement absolu en rotation et en latitude de celle-ci depuis l'époque considérée. Il convient toutefois de prendre en compte dans cette opération la position géographique relative des différents sites, surtout si ceux-ci sont éloignés

les uns des autres. On traduit généralement pour cela les coordonnées D et I des aimantations obtenues pour chaque site en terme de pôle géomagnétique virtuel (voir ci-après) afin de s'affranchir de la position géographique des différents sites. Le paléomagnétisme ne pouvant mesurer des déplacements que par rapport à l'axe de rotation terrestre, il subsiste toujours une indétermination du déplacement en longitude. Ce dernier peut néanmoins être estimé dans certains cas sur la base d'arguments géologiques (taux de raccourcissement, de distension..) ou cinématiques (anomalies magnétiques océaniques, dans la limite toutefois des derniers 180 Ma et du nombre d'anomalies datées).

b) - Application aux domaines orogéniques.

La notion de pôles géomagnétiques virtuels.

Dans le cas d'un domaine orogénique, tel que la cordillère des Andes, le paléomagnétisme peut permettre de reconstituer les déplacements des différentes unités tectoniques (nappes de charriage, micro-blocs, zones structurales ou isopiques..) qui composent la chaîne. En fait seuls nous intéressent les déplacements relatifs de ces unités par rapport au continent de référence qui subit la déformation (le craton sud-américain "stable" dans le cas des Andes). Aussi est-il nécessaire de retrancher les déplacements propres à ce continent de ceux effectivement mesurés sur les unités tectoniques étudiées. Pour un âge et une unité donnés, cette opération est réalisée de manière simple en comparant le pôle paléomagnétique du continent de référence et le pôle paléomagnétique calculé à partir de la direction moyenne de l'aimantation fossile obtenue pour cette unité. Ces pôles sont appelés pôles géomagnétiques virtuels (PGV) car ils sont calculés en se plaçant dans le cadre de l'hypothèse simplificatrice d'un champ magnétique dipolaire et géocentré (image simplifiée du champ terrestre, cf. supra) et en laissant le continent et l'unité tectonique dans leurs positions respectives actuelles (ces pôles sont alors virtuels car c'est évidemment le continent et l'unité qui se sont déplacés et non l'axe de rotation terrestre). Le PGV relatif à un site quelconque correspond donc au pôle Nord ou Sud d'un champ dipolaire et géocentré qui aurait créé l'aimantation effectivement mesurée sur ce site.

La quantification des déplacements relatifs.

S'il existe un écart angulaire significatif entre le PGV de l'unité tectonique et le

PGV de même âge du continent de référence, alors cette unité a subi un déplacement relatif par rapport à ce continent. Comme nous l'avons vu précédemment, ce déplacement peut être déterminé à la fois en latitude et en rotation. Pour replacer l'unité tectonique dans l'attitude qu'elle occupait par rapport au continent de référence au moment de l'acquisition de l'aimantation, il suffit de remettre en coïncidence le PGV de l'unité tectonique avec celui du continent.

Pour des raisons de commodité, il est plus pratique pour un site donné de calculer l'aimantation théorique attendue à ce site pour un âge donné à partir du PGV du craton de référence (méthode d'inversion de pôle). S'il existe une différence significative entre cette aimantation théorique et l'aimantation effectivement mesurée, alors il y a évidence d'un déplacement relatif entre le site considéré et son continent de référence. Une dérive en latitude correspond alors à une différence significative entre l'inclinaison théorique et l'inclinaison mesurée. Une rotation correspond de la même manière à une différence dans les déclinaisons. On traduit habituellement les déclinaisons et inclinaisons en rotations et dérive en latitude en utilisant les équations données par Beck (1980) puis modifiées par Demarest (1983), lesquelles permettent de calculer les paramètres de rotation R et de "flattening" F (écart entre inclinaison mesurée et inclinaison attendue) avec leur intervalles de confiance respectifs ΔR et ΔF . Ces derniers dépendent des incertitudes (α_{95}) associées à la direction moyenne calculée et au PGV de même âge du craton de référence.

Il apparaît par conséquent évident que la précision dans la mesure d'un déplacement relatif d'une unité tectonique par rapport à son craton adjacent dépend grandement de la précision de la définition du PGV du craton de référence pour la période considérée. En théorie, pour être correctement défini et représentatif d'un continent, un PGV d'un âge donné doit être calculé sur la base d'un nombre suffisant de données uniformément réparties sur toute la superficie de ce continent. En pratique et notamment pour le continent sud-américain, cette condition n'est en général pas remplie. De même, la répartition de ces données de référence sur l'échelle géochronologique est très inégale.

c) - Le problème des pôles de référence sud-américains.

Les premières synthèses.

Plusieurs synthèses de ces pôles ont vu le jour durant les années 70 et 80 (Creer, 1970 ; Vilas, 1981 ; Irving & Irving, 1982). Toutes mettaient en évidence une dérive modérée des PGV sud-américains entre le Jurassique moyen et l'Actuel. En particulier, les premiers travaux paléomagnétiques réalisés sur les formations méso-cénozoïques de la cordillère Andine (Heki et al., 1983 ; May & Butler, 1985 ...) se referaient soit directement à l'axe de rotation terrestre dans le cas des données d'âge cénozoïque, soit pour les données d'âge mésozoïque à un pôle unique ou à une moyenne de différents pôles sélectionnés par les auteurs en fonction de l'état de connaissance de la courbe de dérive des pôles de l'Amérique du Sud et en fonction de critères propres à chacun des auteurs. Bien que la dérive du pôle de l'Amérique du Sud stable soit modérée au cours du Mésozoïque, elle semble néanmoins totaliser au moins 20° le long du méridien $60^\circ E$ (pour un PGV sud) entre le début et la fin du Crétacé si on se réfère à la synthèse de Vilas (1981). Une telle dérive n'est pas sans conséquences étant donné que la majorité des données acquises sur les Andes Centrales jusqu'en 1988 concernaient des données crétacées et argumentaient des rotations de quelques degrés à quelques dizaines de degrés à partir de déclinaisons magnétiques de même ordre de grandeur que la dérive du pôle crétacé. Cette dérive crétacée du pôle sud-américain a été remise en question plus récemment par Beck (1988) qui a remis à jour le catalogue des pôles mésozoïques de l'Amérique du Sud stable et effectué une sélection critique des pôles crétacés selon des critères précis. Cette sélection lui a permis de conserver uniquement 7 pôles crétacés remarquablement bien groupés sur 11 pôles au total. A partir de ce groupement, Beck a proposé un pôle paléomagnétique moyen valable pour pratiquement toute la durée du Crétacé (de 128 à 75 Ma), et dont la direction ($85,5^\circ N$; $253,5^\circ E$; $\alpha_{95} = 2,4^\circ$) est effectivement proche de celle du pôle actuel.

Les données récentes.

Plus récemment, Montes-Lauar & Pacca (1989) ont obtenu dans le sud-est du Brésil, trois pôles pour le Crétacé supérieur, proches les uns des autres, mais qui diffèrent sensiblement du pôle calculé par Beck pour l'Amérique du Sud stable.

Pratiquement durant la même période, Butler et al. (1989) ont également obtenu dans le sud du Chili et de l'Argentine, un pôle proche des pôles obtenus par Montes-Lauar & Pacca et représentatif du Crétacé supérieur-Paléocène d'après les âges radiométriques obtenus sur les formations étudiées (76 à 62 Ma). Dans une publication plus récente et plus détaillée, Butler et al. (1991) ont réexaminé les âges initialement attribués à leurs données et ont conclu à un rajeunissement des âges les plus récents par des recristallisations diagénétiques développées dans les vésicules des laves échantillonnées. Par conséquent, le pôle proposé par Butler et al. serait limité au seul Crétacé supérieur. Si on combine ensemble les pôles de Montes-Lauar & Pacca et de Butler et al., ceux-ci déterminent un pôle moyen crétacé supérieur de coordonnées : $80,7^{\circ}\text{N}$; $175,8^{\circ}\text{E}$; $\alpha_{95} = 3,6^{\circ}$, donc sensiblement différent du pôle moyen calculé initialement par Beck pour l'ensemble du Crétacé. Il convient de noter que Beck est également co-signataire de l'article de Butler et al. (1989). Il semble donc que la dérive du pôle crétacé soit bien réelle et pas uniquement un artefact dû à la mauvaise définition de certains pôles pris en compte dans les premières synthèses. La différence entre la direction du nouveau pôle moyen crétacé supérieur et la direction du pôle moyen proposé par Beck introduit une incertitude d'environ 9° dans la détermination de l'amplitude des rotations que l'on peut mettre en évidence au niveau de la cordillère andine sur les séries crétacées.

Un moyen de tester ces différents pôles consiste à transférer à l'Amérique du Sud les paléopôles des autres continents entourant l'Atlantique à partir de la connaissance de la cinématique d'ouverture de cet océan (Klitgord & Schouten, 1986). Ainsi, le transfert des courbes de dérive des pôles nord-américaine et africaine (ou eurasiatique) établies par Westphal et al. (1986) conduit à des pseudo-paléopôles pour le Crétacé supérieur et le Paléocène, proches des pôles de Montes-Lauar & Pacca et de Butler et al., et au contraire éloignés du pôle proposé par Beck (Figs. II-1a et b).

Pour le Crétacé, ces pseudo-paléopôles indiquent que l'Amérique du Sud stable aurait subi un mouvement de rotation en va et vient d'environ 12° d'amplitude, mouvement qui apparaît également mais en sens contraire si on se réfère à la courbe sud-américaine établie par Irving & Irving (1982) et lissée au moyen d'une fenêtre glissante de 30 Ma d'ouverture (Fig. II-1c). En revanche, ce déplacement rotationnel n'apparaît ni dans les données sélectionnées par Beck, ni dans la courbe de dérive des pôles de l'Amérique du Nord stable. Il semble donc qu'une partie de la dérive des pseudo-paléopôles sud-américains durant le Crétacé

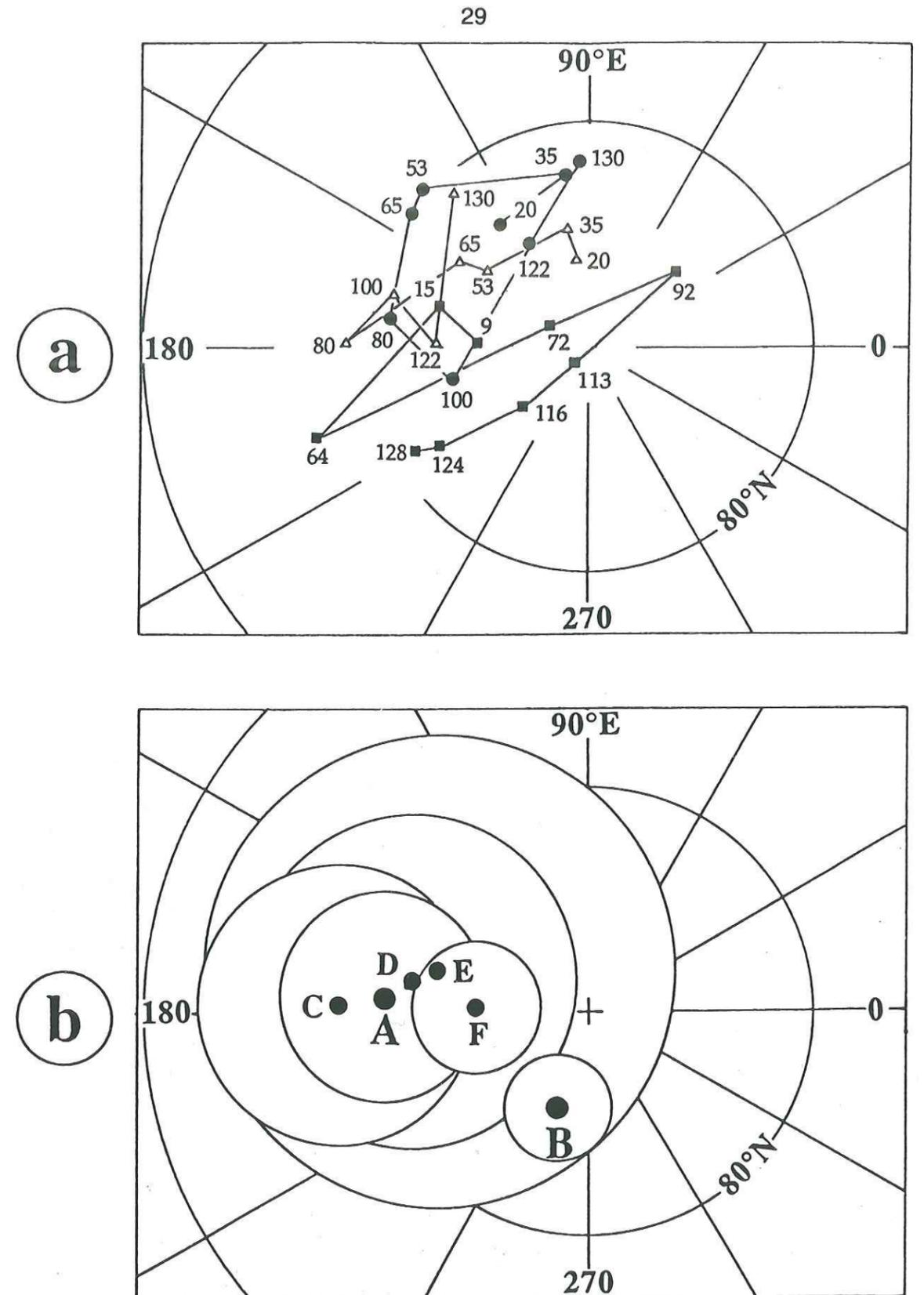


Figure II-1 : a - Courbes de dérive apparente des pôles de l'Amérique du Sud (d'après Irving & Irving, 1982; fenêtre glissante de 30 Ma), pour la période du Crétacé inférieur à l'Actuel (carrés noirs). Pseudo-courbes sud-américaines déduites de la courbe de dérive des pôles de l'Amérique du Nord (ronds noirs) et de l'Afrique (triangles vides) transférées à l'Amérique du Sud stable. Les chiffres associés à chaque figuré indiquent les âges en Ma.

b - (A) : pôle moyen pour le Crétacé supérieur, calculé sur la base des pôles de Montes-Lauar & Pacca (1989) et de Butler et al. (1991); (B) : pôle moyen pour le Crétacé calculé par Beck (1988); (C) : pôle crétacé supérieur de Butler et al. (1991); (D) : pôle éocène calculé par Mitouard et al. (1990); (E) : pôle miocène de Valencio & Creer (1968); (F) : pôle pliocène de Valencio & Mendia (1974). Les pôles sont représentés avec leurs cônes de confiance à 95%.

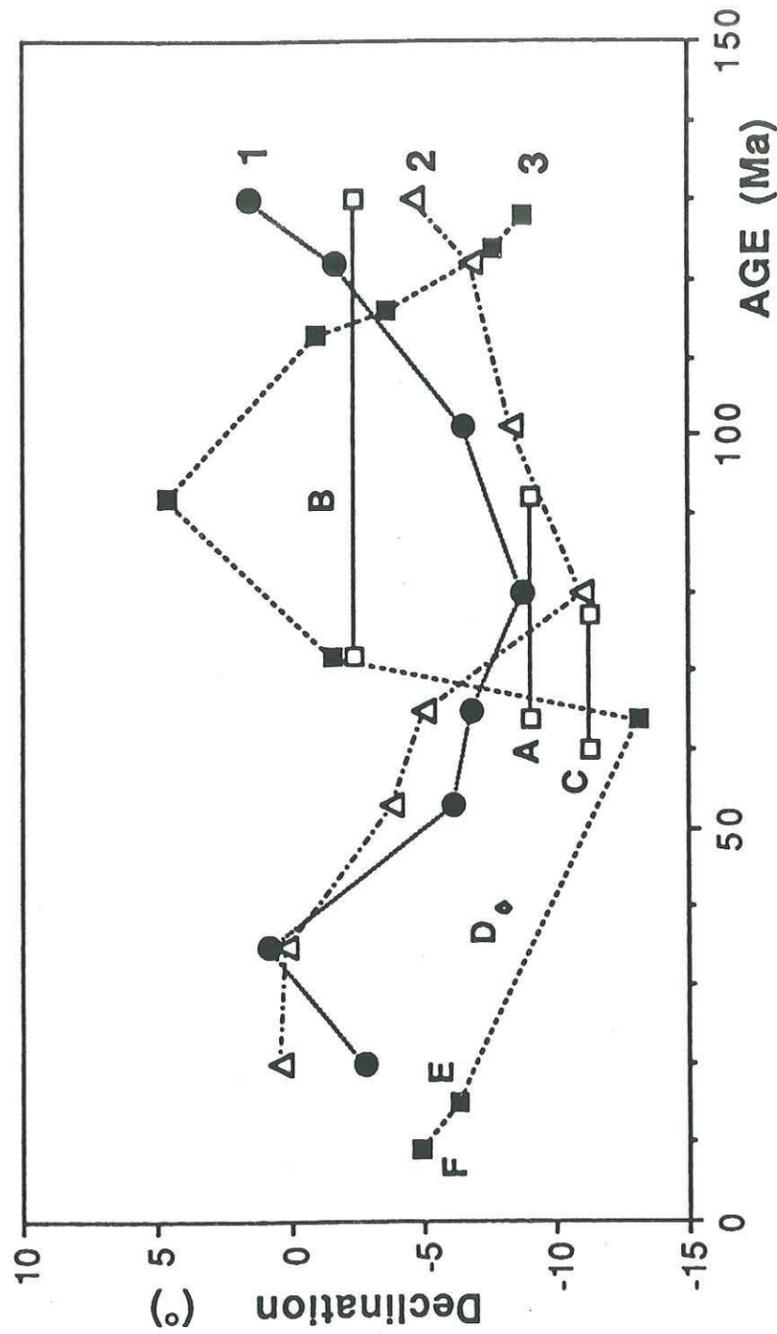


Fig. II-1c : Déclinaisons théoriques attendues pour l'Amérique du Sud stable dans la région de Lima entre le Crétacé inférieur et l'Actuel, calculées en utilisant :

(1) : la courbe de dérive des pôles de l'Amérique du Nord (Westphal et al., 1986);

(2) : la courbe synthétique africaine de Westphal et al. (1986), transférée à l'Amérique du Sud stable;

(3) : la courbe sud-américaine (fenêtre glissante de 30 Ma) d'Irving & Irving (1982). Mêmes conventions que pour les figures 1a et 1b.

représente un "bruit de fond" lié aux incertitudes des paramètres cinématiques utilisés pour leur obtention. Quoi qu'il en soit, à la différence du pôle moyen crétacé de Beck, le pôle moyen crétacé de Montes-Lauar & Pacca et Butler et al. n'est pas significativement différent des pseudo-paléopôles sud-américains de même âge. En conséquence, ce pôle sera pris pour référence dans l'interprétation de toutes nos données crétacées. En pratique, ce choix a pour conséquence de réduire (d'un peu moins de 10°) l'amplitude des rotations antihoraires, et d'augmenter d'autant les rotations horaires par rapport aux déclinaisons mesurées.

Pour le Cénozoïque, les données du continent sud-américain stable et les données des courbes nord-américaine et africaine transférées à l'Amérique du Sud sont en bon accord, et indiquent qu'une rotation antihoraire de ce continent est intervenue entre le Paléocène et l'Actuel (Fig. II-1b). L'amplitude exacte de cette rotation est incertaine mais reste néanmoins comprise entre 5 et 13° . Etant donné la variété des âges des sites cénozoïques que nous avons eu à étudier, il nous a paru plus correct dans un premier temps de scinder ces sites en quatre groupes en fonction de leurs âges respectifs : un groupe paléocène (65-53 Ma), un groupe éocène-oligocène (53-23 Ma), un groupe miocène (23-5 Ma), et enfin un groupe pliocène (5-0 Ma). Ces groupes se réfèrent respectivement au pôle crétacé supérieur-paléocène de Butler et al. (1989), au pôle "éocène" calculé par Mitouard et al. (1990), au pôle miocène (15 Ma) de Valencio & Creer (1968), et enfin au pôle pliocène de Valencio & Mendia (1974). Il convient de noter que nos données paléocènes (deux sites) ont été initialement référées au pôle de Butler et al. compte tenu de l'âge qui lui avait été attribué dans le résumé de Butler et al. (1989). D'après l'article paru ultérieurement (Butler et al., 1991), il serait tout aussi correct de référer les données paléocènes au pôle moyen proposé par Mitouard et al. (1990). Le choix de l'un ou l'autre de ces pôles n'introduit de toutes façons que des modifications mineures. En effet, en dehors du pôle pliocène de Valencio & Mendia qui est exactement à mi-chemin entre le pôle moyen crétacé supérieur et l'axe de rotation terrestre, on peut remarquer que les pôles crétacé supérieur, éocène et miocène (pôles A, D et E sur la Fig. II-1b) sont très proches en direction et pratiquement identiques si on prend en compte la dimension importante de leurs cercles de confiance respectifs (qui se recouvrent largement et englobent d'ailleurs chacun les directions moyennes des pôles voisins). Pour cette raison nous avons été amenés par la suite pour l'interprétation de nos données d'âge éocène à miocène à ne prendre en considération que le pôle "éocène" calculé par Mitouard et al. qui est assez bien défini en direction et qui englobe en fait une tranche d'âge

importante (du Crétacé supérieur au Miocène moyen).

II - Les travaux paléomagnétiques antérieurs sur les Andes Centrales et les modèles géodynamiques proposés.

Les directions paléomagnétiques qui seront reportées dans ce paragraphe sont toujours données avec les conventions suivantes : n/N représente le nombre de sites conservés pour le calcul statistique par rapport au nombre total de sites étudiés. En effet, certains sites ne sont pas pris en compte dans les statistiques finales soit parce qu'ils n'ont pas donné de résultat interprétable, soit parce que la direction paléomagnétique qui les caractérise est significativement différente (pour des raisons de réaimantation ou de perturbation tectonique locale) de celles des autres sites de même âge et de la même région. D et I sont la déclinaison et l'inclinaison moyennes, k est le paramètre de dispersion de Fisher et α_{95} est le rayon du cône de confiance à 95%.

Les travaux paléomagnétiques réalisés dans les Andes Centrales depuis les années 80 ont eu principalement comme but l'étude de la déflexion d'Arica. La plupart de ces travaux a porté sur des formations mésozoïques tandis les études entreprises sur des formations cénozoïques sont rares. Une synthèse complète des études paléomagnétiques conduites sur l'ensemble de la Cordillère des Andes figure dans le travail de P. Mitouard (1991) qui a pour sa part réalisé entre autre une étude paléomagnétique des formations calcaires plissées d'âge albien à cénomaniens de la déflexion de Cajamarca située dans le nord du Pérou. Au niveau de cette déflexion, les directions des axes de plis des séries mésozoïques sont déviées localement depuis une direction andine NNO-SSE vers une direction pratiquement E-W (N110°). L'étude de 51 sites crétacés (530 échantillons), repartis en deux secteurs couvrant les parties orientale et centrale de la déflexion, lui a permis de montrer que ces deux secteurs avaient subi des évolutions géodynamiques différentes. Les directions paléomagnétiques obtenues pour le secteur oriental de la déflexion (n/N=8/8; D=349°; I=-24.4°; k=56.5; α_{95} =6.6°) n'indiquent pas de rotation significative de ce secteur depuis le Crétacé supérieur. Au contraire, les directions obtenues pour la partie centrale (n/N=28/30; D=324.9°; I=-26.2°; k=22.9; α_{95} =5.5°) indiquent une rotation antihoraire significative de -26.1° ± 6.1°. Cet angle de rotation de 26° ne rend compte cependant que de la moitié environ de la déviation des structures affectant les terrains crétacés au niveau de la déflexion. Il apparaît par conséquent qu'une bonne partie de la forme arquée de

la déflexion est due à un mécanisme non rotationnel. Les séries crétacées de la déflexion de Cajamarca sont elles-mêmes recouvertes en discordance par des formations volcaniques (formation Llama du Paléocène supérieur-Eocène moyen et formation Huambos de l'Eocène supérieur) et recoupées par des intrusifs d'âge paléogène. L'étude paléomagnétique de ces formations cénozoïques peu ou pas déformées, réalisée par Mitouard et al. (1990), a permis de mettre en évidence l'existence d'une rotation de sens antihoraire d'une amplitude de $-19^\circ \pm 7.6^\circ$. Cette rotation, qui est postérieure à la déviation des plis de la déflexion de Cajamarca, aurait un caractère régional du fait de son homogénéité avec les autres données paléomagnétiques des Andes Centrales péruviennes. L'absence de rotation au niveau de la partie orientale de la déflexion serait liée, quant à elle, à l'effet de butoir exercé par la Cordillère Orientale qui marquerait l'amortissement de la rotation dans ce secteur.

La description détaillée des données paléomagnétiques antérieures obtenues sur l'ensemble des Andes Centrales figure dans la deuxième partie du travail de P. Mitouard (1991) qui a repris dans l'ordre chronologique de leur parution les différentes études ayant porté sur cette partie de la Cordillère. Nous renvoyons à ce travail le lecteur désireux de connaître dans le détail les données lithologiques et directionnelles relatives aux différentes formations ayant fait l'objet d'une étude paléomagnétique. Nous rappellerons pour notre part que l'essentiel des données acquises sur les Andes Centrales jusqu'à ces dernières années a été obtenu sur des formations mésozoïques jurassiques et crétacées. Nous résumerons ces travaux en considérant tout d'abord ceux réalisés sur la branche péruvienne des Andes Centrales (au nord de la déflexion d'Arica), qui nous intéressent plus particulièrement, pour ensuite résumer rapidement les travaux paléomagnétiques réalisés sur la branche nord chilienne des Andes Centrales. Les rotations R et paramètres de "flattening" F que nous indiquons pour chacune de ces études ont été recalculés en fonction des pôles de référence discutés précédemment et résumés dans le tableau II-A. Les données jurassiques ont été référées quant à elles au pôle proposé par Beck (1988) pour le Jurassique moyen-supérieur.

a) - Les données paléomagnétiques des Andes Centrales au nord de la déflexion d'Arica.

Ces données sont résumées dans les tableaux II-B et II-C. Nous prenons en compte dans ce paragraphe l'ensemble des données acquises non seulement au niveau des Andes Centrales péruviennes, mais aussi les données acquises dans

Tableau II-A : Paléopôles paléomagnétiques de l'Amérique du Sud stable utilisés dans ce mémoire, pour l'étude de la Cordillère Andine

n°	âge	référence	lat.(°)	lon.(°)	α_{95} (°)
1	Jurassique moyen-supérieur	Beck, 1988	-89	217	4.6
2	Crétacé inférieur	Beck, 1988	-85.5	73.5	2.4
3	Crétacé supérieur	Montes Lauer & Pacca, 1989; Butler et al., 1989	-80.7	355.8	4.7
4	Eocène (~40 Ma)	Mitouard et al., 1990	-81.9	350.4	7.5
5	Miocène moyen (15 Ma)	Valencio & Creer, 1968	-83	345	10.5
6	Pliocène (4 Ma)	Valencio & Mendía, 1974	-85.6	5.3	7.8

l'extrême nord du Chili (immédiatement au sud de la ville d'Arica), la déflexion elle-même se situant approximativement entre 19 et 22 °S. Une grande partie de ces données est le fruit du travail d'une équipe japonaise constituée autour de K. Heki, Y. Hamano, M. Kono, H. Tsunakawa et H. Tanaka. Ces données ont été publiées progressivement entre 1983 et 1988 dans une série d'articles (Heki et al., 1983, 1984, 1985a, 1985b; Kono et al., 1985; Tsunakawa et al., 1987; Tanaka et al., 1988).

Dans leurs articles de 1983 et 1984, Heki et al. (1983, 1984) ont montré l'existence d'une assez bonne cohérence des résultats paléomagnétiques obtenus jusqu'alors le long de la marge péruvienne au nord de la déflexion d'Arica où toutes les directions indiquent des rotations antihoraires, ainsi qu'au sud de cette déflexion le long de la côte chilienne où toutes les directions indiquent cette fois-ci des rotations horaires. Ces observations se fondent sur des résultats obtenus sur différentes formations d'âge crétacé qui sont soit des formations volcaniques de la côte du centre du Pérou, soit des formations sédimentaires du nord du Pérou. Les données obtenues sur ces dernières et reportées dans Heki et al. (1983, 1984) et Kono et al. (1985), sont cependant peu nombreuses et isolées géographiquement car situées en position plus interne au sein de la Cordillère. Seulement 2 sites (soit 13 échantillons) ont été échantillonnés dans les Fms. Pariatambo (6 échantillons, $D=-52.5^\circ$, $I=-21.1^\circ$, $\alpha_{95}=5.4^\circ$) et Chulec (7 échantillons, $D=-38.3^\circ$, $I=-22.6^\circ$, $\alpha_{95}=10.2^\circ$) d'âge albien, et un seul site dans la Fm. Yumagual d'âge cénozanien, pour lequel

seuls 9 échantillons sur les 52 prélevés ont donné des résultats fiables ($D=-20.6^\circ$, $I=-32.2^\circ$, $\alpha_{95}=5.1^\circ$). Ces données, qui montrent toutes des rotations antihoraires, sont cependant trop différentes entre elles et basées sur trop peu de sites pour définir une rotation suffisamment précise pour être significative. Les données que les mêmes auteurs ont obtenues pour les sites côtiers crétacés sont au contraire beaucoup plus cohérentes entre-elles. Ces données proviennent du Groupe Casma d'âge albien (Myers, 1974) pour lequel quatre sites (24 échantillons) ont été échantillonnés vers Huarney (10.5° S) et six sites (35 échantillons) près de Lima (12° S). De même, ils ont échantillonné un site (4 échantillons) dans un dyke porphyrique qui recoupe les couches crétacées près de Tembladera dans le nord du Pérou ($7^\circ 15' S$, $79^\circ 61' W$), ainsi qu'un site (5 échantillons) dans un dyke andésitique qui recoupe des tufs d'âge crétacé près de Nazca ($14^\circ 31' S$, $75^\circ 14' W$). Les directions obtenues, très cohérentes entre-elles permettent cette fois-ci de calculer une direction moyenne fiable ($D=-22.1^\circ$, $I=-26.7^\circ$, $\alpha_{95}=5.1^\circ$) qui met en évidence l'existence d'une rotation antihoraire post-Crétacé supérieur de $-12.9^\circ \pm 5.8^\circ$.

Dans un premier article datant de 1985, Heki et al. (1985b) rapportent des résultats obtenus sur des grès rouges de la Fm. Atajaña d'âge néocomien, et sur des dykes andésitiques qui la recourent (Arica dykes swarm) mais dont les âges ne sont pas connus précisément. La zone d'étude est située dans la région côtière comprise entre $18^\circ 30'$ et $18^\circ 45'$ de latitude sud, c'est-à-dire au niveau de la déflexion d'Arica elle-même. Les directions paléomagnétiques qu'ils obtiennent ($D1=-14.9^\circ$, $I1=-25.6^\circ$, $\alpha_{95}=4.1^\circ$ et $D2=-12.5^\circ$, $I2=-41.3^\circ$, $\alpha_{95}=3.5^\circ$ respectivement) indiquent des valeurs de rotation très voisines ($R1=-12.1^\circ \pm 4^\circ$ et $R2=-9.7^\circ \pm 4^\circ$), mais des valeurs de "flattening" assez différentes du fait des différences observées sur les inclinaisons ($F1=-2.8^\circ \pm 4.4^\circ$ et $F2=13.2^\circ \pm 4^\circ$). Ce travail présente toutefois de sérieuses incertitudes. La Fm. Atajaña, d'une part, a son aimantation portée par l'hématite dont l'origine dans ce type de sédiments est souvent secondaire, et les dykes d'Arica, d'autre part, n'ont pas été datés précisément.

La même année, Heki et al. (1985a), rapportent dans un autre article des données obtenues dans le sud du Pérou sur les dykes d'Ocros d'âge miocène terminal. Ces données, qui semblaient indiquer une rotation antihoraire significative, ont en fait été sérieusement remises en question par Beck (1988) après un réexamen statistique des données originales. Après révision, la rotation proposée par Heki et al. devient non significative du fait de la marge d'incertitude qui lui est associée.

Toujours la même année, Kono et al. (1985) rapportent des directions

paléomagnétiques qu'ils ont obtenues sur un site unique (22 échantillons) échantillonné dans des lutites jurassiques de la Fm. Camaraca située au niveau de la côte nord chilienne et datée à 157 ± 4 Ma par Palmer et al. (1980a). La région étudiée, bien que située au Chili, correspond encore à la limite septentrionale de la déflexion d'Arica. La direction moyenne qu'ils obtiennent ($D=-7.9^\circ$, $I=-37.6^\circ$, $\alpha_{95}=2.8^\circ$) est cependant différente de celle obtenue par Palmer et al. sur la même formation ($n/N=33/44$; $D=-20.4^\circ$; $I=-35.7^\circ$; $\alpha_{95}=6.1^\circ$). Ces directions permettent de calculer des rotations antihoraires et des paramètres de "flattening" respectivement de: $R=-8.9^\circ \pm 4.7^\circ$, $F=3.2^\circ \pm 5.9^\circ$ et $R=-21.4^\circ \pm 7^\circ$; $F=1.3^\circ \pm 7.2^\circ$.

Signalons également l'étude réalisée par Tsunakawa et al. (1987) dans le sud du Pérou sur des formations sédimentaires et volcaniques de la limite Mio-Pliocène. Leurs résultats, trop imprécis, n'indiquent pas de rotations significatives ($R_1=-5.4^\circ \pm 15.6^\circ$ et $R_2=1^\circ \pm 9.5^\circ$ respectivement pour les sites situés sur l'Altiplano à l'extrême sud du Pérou, et pour ceux situés à quelques 250 km au sud de Lima).

D'autres travaux paléomagnétiques ont porté sur les Andes Centrales péruviennes toujours sur des formations mésozoïques jurassiques et crétacées et aussi dans une moindre mesure sur quelques séries mio-pliocènes. Cependant une partie des données issues de ces travaux ont été jugées incertaines (souvent par leurs auteurs eux-mêmes) du fait de la présence de réaimantations et donc de l'âge inconnu de certaines composantes du signal magnétique mesuré. Il s'agit notamment des travaux de Shackleton et al. (1979), de Knight et al. (1983), de Nomura et al. (1983), de May & Butler (1985), et de Roperch & Carlier (1990, 1992).

Shackleton et al. (1979) ont travaillé dans le secteur côtier du sud du Pérou, près de Marcona, sur des laves d'âge jurassique et des dykes d'âge jurassique à crétacé (un échantillon par site). Leur but était de mettre en évidence un transport éventuel du Massif d'Arequipa (d'âge pré-dévonien) au cours du cycle andin. Leur objectif ne pourra cependant être atteint car les roches échantillonnées sont apparemment réaimantées. Les directions paléomagnétiques qu'ils obtiennent ($n/N=4/22$; $D_1=351^\circ$; $I_1=-57^\circ$; $k=12.3$; $\alpha_{95}=27^\circ$; et $D_2=358^\circ$; $I_2=-48^\circ$; $k=12.9$; $\alpha_{95}=14^\circ$, respectivement pour les laves et pour les dykes) s'avèrent inexploitable compte tenu de leur grande imprécision. Le massif d'Arequipa a fait l'objet d'une seconde étude paléomagnétique par Knight et al. (1983) qui ont travaillé sur une série de lutites intercalée dans des bancs de grés supposés d'âge dévonien inférieur (coupe du Rio Majes). L'étude porte sur 57 échantillons dans lesquels deux directions d'aimantation ont été identifiées. La première, ou "direction A" ($n/N=34/57$;

$D=358^\circ$; $I=-53.9^\circ$; $k=16.7$; $\alpha_{95}=6.2^\circ$), est proche des directions obtenues par Shackleton et al. (1979) sur les laves et les dykes du même massif (cf. supra). Elle est considérée comme correspondant à une aimantation secondaire d'âge incertain, jurassique à cénozoïque. La deuxième ou "direction B" ($n/N=6/57$; $D=135^\circ$; $I=56^\circ$; $k=16$; $\alpha_{95}=17^\circ$), qui serait la direction primaire, s'accorde effectivement assez bien avec le pôle proposé par McElhinny (1973) pour le Dévonien-Carbonifère du craton sud-américain. Les auteurs ont alors conclu à l'absence de transport latitudinal significatif du Massif d'Arequipa par rapport au craton sud-américain depuis au moins le Dévonien.

May & Butler (1985) ont travaillé dans le centre du Pérou sur la Formation Puente Piedra du Crétacé basal. Cette formation située sur la côte à la latitude de Lima (12° S) correspond au volcanisme d'arc le plus ancien connu dans le centre du Pérou. Les directions paléomagnétiques obtenues par May et Butler ($n/N=12/15$, $D=-16.8^\circ$, $I=-28.6^\circ$, $k=167.4$, $\alpha_{95}=3.4^\circ$) indiquent une rotation antihoraire de $7.6^\circ \pm 4.8^\circ$. Cependant, l'aimantation mesurée est considérée comme étant plus récente que l'âge de la roche du fait de la présence d'un minéral secondaire, la pyrrhotite, comme porteur de l'aimantation. Ce minéral serait apparu dans la roche lors d'une phase de minéralisation cuprifère associée à l'intrusion de la super-unité Santa Rosa datée à ~ 90 Ma (Cobbing et al., 1981).

Dans cette même région côtière sud-occidentale du Pérou, entre 16 et 18° S, Roperch & Carlier (1990; 1992) ont échantillonné un total de 51 sites sur des unités volcaniques du Jurassique moyen (Fm Chala) et sur des formations intrusives datées du Jurassique au Crétacé inférieur. Ils ont identifié une composante secondaire sur leurs échantillons volcaniques prélevés dans trois localités différentes situées en bordure de côte (Chala, Ilo et La Yarada). Cette réaimantation est supposée être associée à l'intrusion du batholite côtier ou à la phase tectonique du Santonien responsable du chevauchement de Cincha Lluta (Vicente, 1989). Ils ont proposé par conséquent un âge crétacé supérieur pour cette aimantation secondaire dont les directions respectives sont : $D=-35.1^\circ$, $I=-25.1^\circ$, $\alpha_{95}=4.4^\circ$ pour Chala ; $D=-29.1^\circ$, $I=-39.9^\circ$, $\alpha_{95}=8.5^\circ$ pour Ilo ; et $D=-29.4^\circ$, $I=-38.1^\circ$, $\alpha_{95}=6^\circ$ pour La Yarada. Les directions obtenues pour ces trois localités permettent de déterminer une rotation R qui est respectivement de $-25.9^\circ \pm 5.4^\circ$, $-19.9^\circ \pm 9.5^\circ$ et $-20.2^\circ \pm 7.1^\circ$, et un paramètre de "flattening" F qui est respectivement de $-9.1^\circ \pm 6.6^\circ$, $2.6^\circ \pm 8.5^\circ$ et $0.2^\circ \pm 7.0^\circ$. Par ailleurs, Roperch et Carlier ont identifié également dans les échantillons volcaniques une composante hautes températures qu'ils considèrent

comme étant la composante primaire. La direction de cette composante ($D=-69.5^\circ$, $I=-31.3^\circ$, $\alpha_{95}=16^\circ$) définit une rotation antihoraire de $-70.5^\circ \pm 15.1^\circ$ et un paramètre de "flattening" de $1.2^\circ \pm 13.8^\circ$.

Un peu plus au sud, vers 19° de latitude sud, Nomura et al. (1983) ont rapporté des directions paléomagnétiques obtenues dans le réseau de dykes de Cuya dont l'âge n'est qu'approximativement estimé (Jurassique à Crétacé inférieur). Ils obtiennent les directions paléomagnétiques suivantes: $D=-13.5^\circ$, $I=-17.4^\circ$, $\alpha_{95}=10.4^\circ$. Cependant les diagrammes de désaimantation des sites montrent clairement l'existence de réaimantations qui ne sont pas discutées dans l'article (évidence de cercles de réaimantation).

Ces mêmes dykes de Cuya ont été réétudiés par Scanlan & Turner (1992) en même temps que des sédiments et des séries volcaniques appartenant à la formation Camaraca du Jurassique moyen. Là encore, les diagrammes de désaimantation reportés dans l'article montrent des aimantations multiples avec des superpositions évidentes des différentes composantes, mais qui ne sont pas analysées au moyen des cercles de réaimantation. Il en résulte, notamment pour les dykes de Cuya, des directions caractéristiques moyennes directes et inverses qui accusent des inclinaisons très différentes, indice d'une mauvaise séparation des différentes composantes. Une direction caractéristique moyenne a néanmoins été calculée pour les trois sites des dykes de Cuya ($n/N=3/4$; $D=-11.9^\circ$; $I=-24.9^\circ$; $k=14.6$; $\alpha_{95}=33.6^\circ$). Pour la formation Camaraca, les directions caractéristiques sont mieux groupées et déterminent une direction moyenne de coordonnées: $n/N=11/11$; $D=-7.2^\circ$; $I=-33.7^\circ$; $k=104$; $\alpha_{95}=4.5^\circ$. Une direction moyenne est proposée à partir de l'ensemble de ces directions caractéristiques ($n/N=14/15$; $D=-8.7^\circ$; $I=-39.8^\circ$; $k=36$; $\alpha_{95}=6.7^\circ$) à laquelle correspondent une rotation $R=-9.7^\circ \pm 7.8^\circ$ et un paramètre de "flattening" $F=4.5^\circ \pm 7.5^\circ$. La faible rotation antihoraire observée n'est pas étonnante étant donné que le secteur étudié se situe au niveau même de la déflexion d'Arica. Pour expliquer les divergences entre les amplitudes des rotations mesurées sur les différentes formations jurassiques de cette partie des Andes Centrales (décrites précédemment), les auteurs ont choisi de privilégier le modèle des rotations individuelles de blocs. Ils admettent par conséquent que la déflexion d'Arica a une origine pré-andine et correspondrait aux deux branches d'un ancien point triple, actif au moment de la fracturation du Gondwana, et dont la branche restante, inactive, aurait été située au niveau de la frontière Pérou-Chili des Andes Centrales.

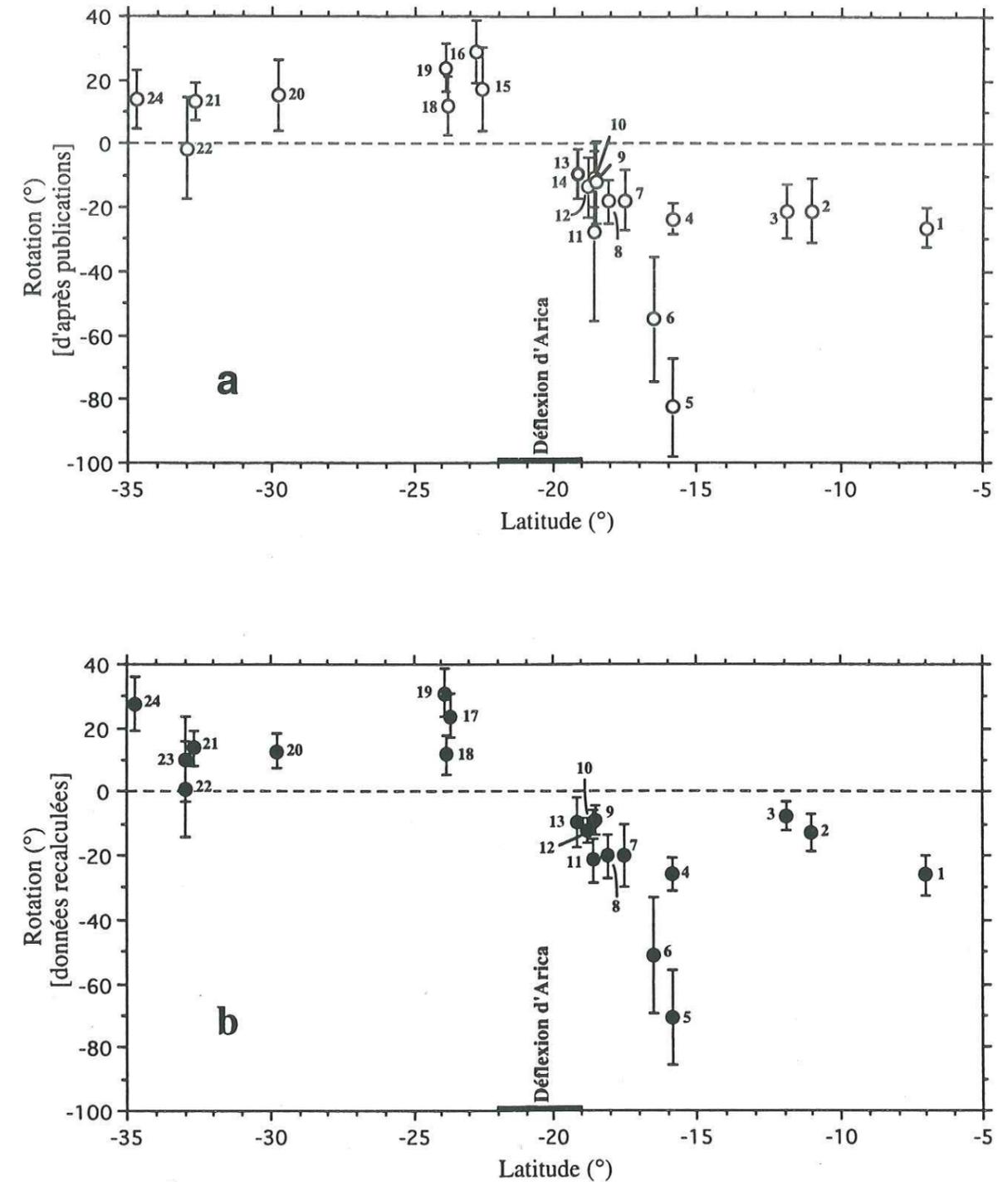


Figure II-2 : Rotations moyennes obtenues pour les formations mésozoïques des marges péruvienne et nord-chilienne (voir tableau II-B). a) Données originales d'après les différentes publications. b) Données recalculées en utilisant les pôles de référence du tableau II-A.

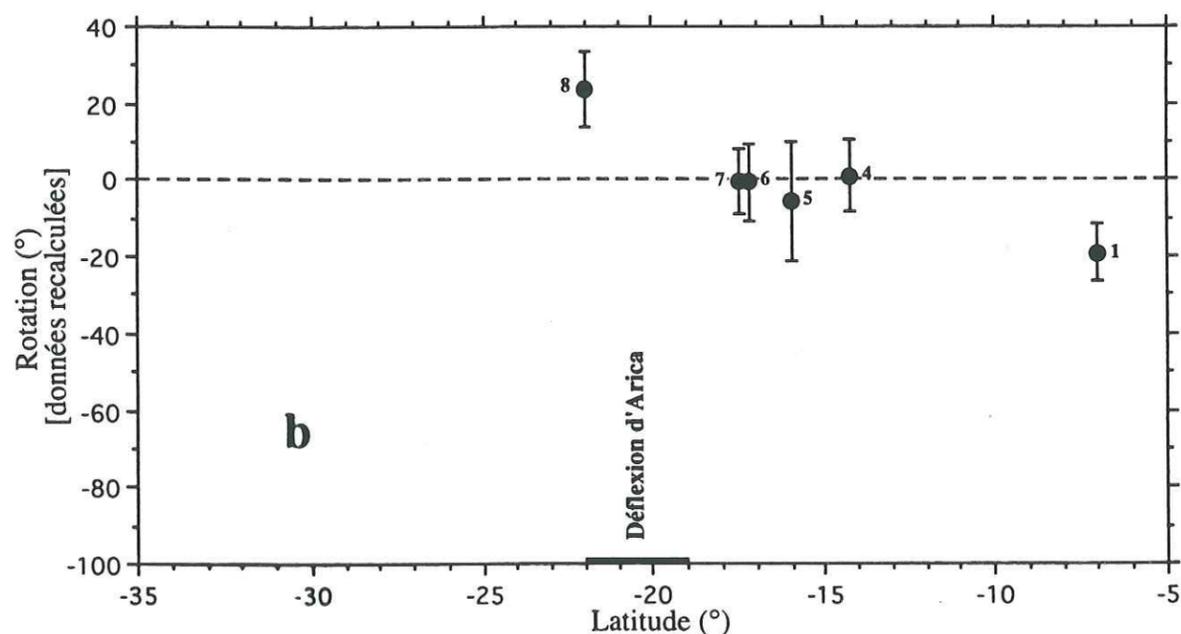
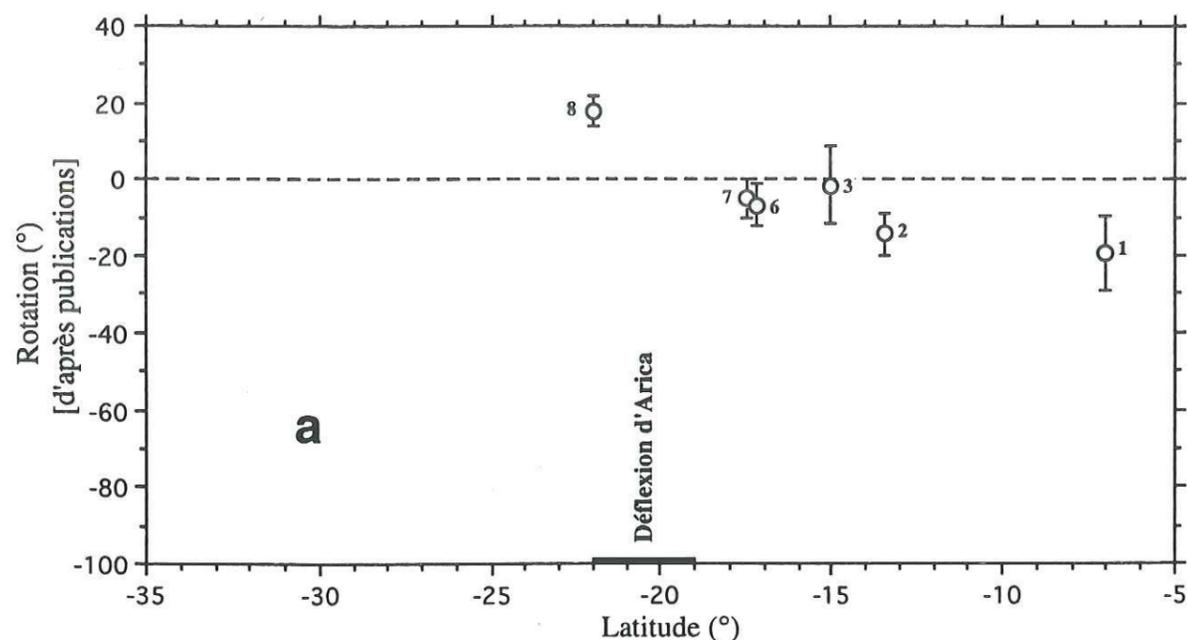


Figure II-3 : Rotations moyennes obtenues pour les formations cénozoïques des marges péruvienne et nord-chilienne (voir tableau II-C). a) Données originales d'après les différentes publications. b) Données recalculées en utilisant les pôles de référence du tableau II-A.

b) - Les données paléomagnétiques des Andes Centrales au sud de la déflexion d'Arica.

Ces données sont également résumées dans les tableaux II-B et II-C.

Palmer et al. (1980b) ont travaillé sur le centre du Chili, vers 30° de latitude sud, sur une coupe de quelque six mille mètres d'épaisseur qui recoupe successivement quatre formations de tufs et de coulées andésitiques (Fms. Arqueros, Quebrada Marquesa, Viñita et Elquinos). Les âges de ces formations couvrent l'ensemble du Crétacé et l'échantillonnage a été réparti en 30 sites. Presque tous les échantillons sont porteurs d'une aimantation caractéristique de polarité normale. La direction moyenne ($D=10^\circ$, $I=-49.2^\circ$, $k=43$, $\alpha_{95}=4.1^\circ$) correspondant aux trois premières formations, dont les âges vont de l'Hauterivien au Coniacien, permet de calculer des valeurs de $R=13^\circ \pm 5.3^\circ$ et de $F=4.8^\circ \pm 4^\circ$ par rapport au pôle Crétacé inférieur (ces valeurs sont légèrement différentes si l'on se réfère au pôle Crétacé supérieur ; R et F deviennent dans ce cas $R=20.2^\circ \pm 6.5^\circ$ et $F=-3.3^\circ \pm 5^\circ$).

Turner et al. (1984) ont étudié dans le nord du Chili, vers 24° de latitude sud, des grès à grains fins d'âge crétacé inférieur, interstratifiés dans les conglomérats de la Fm. El Coloso. Les désaimantations thermiques et par champs alternatifs des échantillons ont révélé la présence de deux composantes d'aimantation de polarités contraires et presque antiparallèles. Cependant, les directions de polarité inverse présentent une dispersion importante qui ont amené les auteurs à ne prendre en compte que les directions de polarité normale. Ces dernières ($n=17$, $D=21^\circ$, $I=-36^\circ$, $k=28$, $\alpha_{95}=6.8^\circ$) définissent une rotation horaire significative de $23.8^\circ \pm 6.9^\circ$ mais ne montrent aucun déplacement latitudinal ($F=0.1^\circ \pm 6^\circ$). Cette même formation ainsi que la formation calcaire El Way d'âge néocomien, ont été ultérieurement étudiées par Tanaka et al. (1988). La direction paléomagnétique moyenne qu'ils ont obtenue ($D=9.1^\circ$, $I=-25.2^\circ$, $\alpha_{95}=6.8^\circ$) diffère légèrement de la direction obtenue précédemment par Turner et al. (1984) et définit une rotation moindre ($R=12^\circ \pm 6^\circ$) mais par contre une valeur de "flattening" significative ($F=-11^\circ \pm 6^\circ$).

Toujours dans cette même zone, Hartley, Turner et al. (1988) ont réétudié une nouvelle fois la série sédimentaire El Way, ainsi que des séries volcaniques (Fm. La Negra) et plutoniques (granodiorites de la Cordillera de la Costa) datées du Jurassique moyen au Crétacé inférieur. Cette étude complète en fait celle réalisée

antérieurement par Turner et al. (1984) sur la formation El Coloso. Par conséquent, les auteurs ont intégré l'ensemble des résultats obtenus sur ces différentes formations de manière à calculer une direction paléomagnétique moyenne représentative de toute cette zone ($D=28.4^\circ$, $I=-35.2^\circ$, $k=78$, $\alpha_{95}=7.7^\circ$). Cette direction définit une rotation horaire significative de $31.2^\circ \pm 7.6^\circ$ et un paramètre de "flattening" insignifiant de $-1.2^\circ \pm 6.6^\circ$. Plus récemment, Hartley et al. (1992) ont publié des résultats paléomagnétiques obtenus sur deux séquences sédimentaires continentales, l'une d'âge crétacé supérieur-paléocène (Fm. Purilactis), et l'autre d'âge oligo-miocène (Groupe Paciencia). Ces séquences sont situées vers 23°S sur la pré-cordillère chilienne c'est-à-dire à environ 230 km des sites qu'ils ont étudiés antérieurement et qui ont été décrits précédemment. Ils ont obtenu une direction caractéristique pour chacune de ces formations : $D_1=41^\circ$, $I_1=-36^\circ$ pour la formation Purilactis, et $D_2=20^\circ$, $I_2=-27^\circ$ pour le Groupe Paciencia. Cependant, les quelques diagrammes de désaimantation présentés dans l'article montrent clairement des composantes multiples qui sont effectivement signalées par les auteurs mais aussi et surtout des superpositions évidentes au niveau de ces composantes mais qui elles ne sont pas discutées. La mauvaise séparation des différentes composantes se traduit par des directions caractéristiques avec des cercles de confiance de grande dimension et aussi, en projection à égales surfaces, par une distribution des directions caractéristiques inverses de la formation Purilactis le long d'un grand cercle de projection (Fig. 6 de l'article). Les mêmes problèmes se rencontrent au niveau du Groupe Paciencia pour lequel les directions caractéristiques présentent une dispersion considérable (Fig. 8 de l'article) qui est interprétée par les auteurs comme correspondant à l'enregistrement de directions intermédiaires durant une transition de polarité. À l'évidence, ces directions intermédiaires correspondent, là encore, à des aimantations qui restent superposées aux cours des désaimantations et qui n'ont pas été traitées au moyen du tracé des cercles de réaimantation. Seules les directions normales et inverses bien groupées sont conservées par les auteurs pour calculer une direction caractéristique pour le Groupe Paciencia, bien que les deux groupements normal et inverse aient des inclinaisons très différentes (signe d'un mauvais nettoyage magnétique). Ces superpositions d'aimantations seraient liées à l'omniprésence d'hématite dans tous les échantillons et clairement visible sur les courbes d'ARI. Les auteurs ont calculé une rotation R et un paramètre de "flattening" F à partir des deux directions moyennes proposées pour chacune de ces séquences : $R=17^\circ \pm 13^\circ$ et $F=-13^\circ \pm 13^\circ$ pour le Groupe Paciencia (en prenant comme référence le pôle actuel avec un cercle de confiance arbitraire de 5°), et

$R=29^\circ \pm 10^\circ$ et $F=-8^\circ \pm 21^\circ$ pour la formation Purilactis. Ces rotations, d'amplitude croissant avec l'âge des formations sont interprétées comme étant le résultat du déplacement progressif des nappes de charriage de la zone précordillère au cours des différentes phases tectoniques du cycle andin.

Plus au sud, dans la région de San Fernando (vers 35°S), Beck et al. (1986) ont étudié des ignimbrites qu'ils ont datées à 100 Ma. Ces ignimbrites constituent dans cette région une large séquence monoclinale permettant un échantillonnage convenable des différents niveaux. Ils ont obtenu sur cette séquence une direction paléomagnétique moyenne: $n=22$, $D=16.8^\circ$, $I=-50.2^\circ$, $\alpha_{95}=6^\circ$ à laquelle correspond une rotation R de $27.6^\circ \pm 8.7^\circ$ et un paramètre de "flattening" F de $-7.1^\circ \pm 5.8^\circ$. Dans ce même article, les auteurs mentionnent des résultats directionnels qu'ils ont obtenus sur des ignimbrites datées à 65 Ma et échantillonnées quelques 180 km plus au nord (région de Chacabuco). Le très bon groupement des directions obtenues a cependant été interprété comme étant lié à un moyennage insuffisant de la variation séculaire. Ces résultats ont par conséquent été jugés douteux par leurs auteurs.

Dans la Cordillère Côtière de la partie centrale du Chili (région de Valparaíso, vers 33°S), Irwin et al. (1987) ont étudié plusieurs dykes mafiques et plutons dioritiques datés radiométriquement du Jurassique. Certains sites proviennent des dykes et plutons qui recoupent un complexe métamorphique d'âge paléozoïque supposé appartenir à un bloc allochtone. Les résultats obtenus à partir des 19 sites étudiés ont été scindés en deux groupes en fonction de leurs âges. La direction d'aimantation moyenne des sites dont l'âge est proche de 170 Ma ($D_1=2^\circ$, $I_1=-49.2^\circ$, $k=17$, $\alpha_{95}=11.9^\circ$) s'accorde avec la direction escomptée pour la région d'après le pôle jurassique de l'Amérique du Sud stable. Les paramètres de rotation et de "flattening" sont alors: $R=0.9^\circ \pm 15^\circ$ et $F=-3.5^\circ \pm 10^\circ$. Les données des sites d'âge voisin de 145 Ma, définissent une direction paléomagnétique moyenne un peu différente ($D_2=11.4^\circ$, $I_2=-54.3^\circ$, $k=22$, $\alpha_{95}=9.5^\circ$), mais qui n'indique pas de rotation ni de dérive en latitude significatives du fait des marges d'incertitude associées aux valeurs de R et F ($R=10.3^\circ \pm 13.5^\circ$, $F=1.6^\circ \pm 8.3^\circ$).

Un peu plus au Nord, dans la région de Llaillay-San Felipe-Putaendo (32.8°S), Beck et al. (1990) ont échantillonné des roches volcaniques et volcanogéniques d'âge crétacé inférieur. Des directions paléomagnétiques fiables ont été obtenues seulement pour la partie nord de la zone échantillonnée ($D=10.8^\circ$, $I=-51.9^\circ$, $k=47$, $\alpha_{95}=3.9^\circ$), tandis que dans la partie sud (secteur Las Chilcas) un test de conglomérat positif a montré l'existence d'une réaimantation. Les résultats de la partie nord

permettent de calculer une rotation R de $13.8^\circ \pm 5.4^\circ$ et un paramètre de "flattening" F de $3.9^\circ \pm 3.8^\circ$.

Une seule étude paléomagnétique, réalisée par MacFadden et al. (1985), a portée sur les Andes Centrales boliviennes, au niveau de la cordillère orientale. Elle a été réalisée sur des dépôts fluviaux du bassin intramontagneux de Salla situé vers 17° de latitude sud. Ces dépôts sont principalement constitués d'argiles et de silts avec des intercalations de niveaux tuffacés datés par K/Ar et traces de fission entre 22 et 26 Ma. La magnétostratigraphie réalisée sur la coupe permet d'en situer la base vers 29 Ma, c'est-à-dire dans l'Oligocène supérieur. Dans cette étude, les auteurs identifient des directions caractéristiques normales (42 "sites") et inverses (30 "sites"), lesquelles cependant ne passent pas le "test des inversions" et ne sont par conséquent pas interprétées en termes de rotation et de dérive en latitude. Dans un article plus récent, MacFadden et al. (1990) ont réinterprété la coupe de Salla et calculé une direction caractéristique moyenne après sélection des données ($n/N=58/104$, $D=353.4^\circ$, $I=-37.4^\circ$, $k=13.1$, $\alpha_{95}=5.4^\circ$). Cette direction met en évidence une rotation et une dérive en latitude insignifiants ($R=-0.6^\circ \pm 10.3^\circ$ et $F=-0.6^\circ \pm 12.5^\circ$) lorsque l'on se réfère au pôle sud américain du Miocène moyen. Une rotation différente mais toujours non significative est donnée dans MacFadden et al. (1990) qui ont pris le pôle actuel comme référence. Dans le même article les auteurs rapportent des données paléomagnétiques qu'ils ont obtenues sur deux autres coupes: l'une, Micaña, est datée paléontologiquement et par traces de fission du Miocène supérieur et se situe à proximité de la coupe de Salla (vers $17^\circ S$), l'autre, Quebrada Honda (avec la coupe contiguë du Rio Rosario) est datée paléontologiquement et radiométriquement du Miocène moyen et se situe dans l'extrême sud de la Bolivie ($22^\circ S$). La direction paléomagnétique moyenne obtenue pour Micaña ($D=355.2^\circ$; $I=-25.8^\circ$; $k=24.8$; $\alpha_{95}=5.9^\circ$) est parfaitement cohérente avec celle obtenue pour Salla et n'indique pas de rotation ni de dérive en latitude significatifs ($R=-0.4^\circ \pm 8.2^\circ$; $F=-8.4^\circ \pm 10.4^\circ$). La direction obtenue pour Quebrada Honda ($n/N=79/106$; $D=17.8^\circ$; $I=-40.7^\circ$; $k=17.9$; $\alpha_{95}=3.9^\circ$) indique au contraire une rotation horaire significative ($R=23.8^\circ \pm 10^\circ$) et un paramètre de flattening non significatif ($F=-4^\circ \pm 10.7^\circ$). Rappelons que des valeurs de rotation différentes sont proposées par MacFadden et al. qui se réfèrent toujours au pôle actuel ($R=-4.8^\circ \pm 6.6^\circ$ pour Micaña et $R=17.8^\circ \pm 5.1^\circ$ pour Quebrada Honda).

III - L'interprétation des données paléomagnétiques des Andes Centrales et les modèles géodynamiques proposés.

L'ensemble des rotations mesurées au nord comme au sud de la déflexion d'Arica ont été résumées sur les figures II-2 et II-3 où elles sont comparées aux valeurs données dans les articles originaux. Comme on peut le constater, les différences entre rotations originales et rotations recalculées sont faibles. Les principales différences portent sur les dimensions des barres d'erreur associées aux données cénozoïques qui sont plus importantes lorsqu'elles sont recalculées. Ce résultat n'est pas étonnant compte tenu de la similitude des pôles de référence entre le Crétacé supérieur et le Miocène et de la dimension du cône de confiance associé au pôle calculé par Mitouard et al. (1990).

La caractéristique principale qui ressort de cette compilation de données est la bonne cohérence qui existe entre les sens des rotations sur chacun des rameaux andins au nord et au sud de la déflexion d'Arica. Cette bonne cohérence est surtout visible dans les données mésozoïques, d'une part du fait qu'elles sont plus nombreuses et mieux distribuées en latitude que les données cénozoïques, et d'autre part du fait que ces données ont intégré la totalité des déformations andines. Deux rotations, obtenues par Roperch et Carlier (1992) dans le sud du Pérou (n° 6 et 8 de la figure II-2), accusent toutefois des amplitudes significativement plus élevées que celles des autres rotations mésozoïques obtenues au nord de la déflexion d'Arica. Ces fortes rotations ont été interprétées par leurs auteurs comme étant liées à un problème tectonique local qui serait survenu au cours de la phase santonienne (et ayant induit le chevauchement de Cincha Lluta). Signalons que nous avons utilisé le pôle jurassique proposé par Beck (1988) pour l'interprétation des données de cet âge alors que Roperch et Carlier ont utilisé le pôle obtenu par Ernesto et Pacca (1988) pour la limite Jurassique-Crétacé, pôle qui est peu différent de celui de Beck (1988) et qui par conséquent ne change pas significativement les rotations mesurées.

La bonne cohérence des autres données entre-elles avait été remarquée auparavant par Heki et al. (1983, 1984) qui avaient interprété les rotations antihoraires au nord d'Arica et horaires au sud comme étant liées à un processus de "courbure oroclinale" analogue à celui imaginé par Carey (1955). Ils ont ainsi proposé deux mécanismes de formation de la déflexion d'Arica à partir d'une cordillère originellement rectiligne et orientée sensiblement selon la direction N-S. Dans le premier mécanisme, ils font appel à un raccourcissement important au niveau de la cordillère chilienne pour engendrer la rotation antihoraire de la

TABLEAU II-B. Données paléomagnétiques antérieures sur les formations mésozoïques des Andes Centrales péruviennes et nord chiliennes.

N°	Auteur	Formation	Age probable de l'aimantation	Coordonnées °Lat S; °Lon W	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	Données publiées	Données recalculées
								R±ΔR ; F±ΔF	R±ΔR ; F±ΔF
1	Mitouard et al. (1992)	Pariatambo, Chulec, Yumagual	Albien à Cénomanién	7 ; 79	-35.1	-26.2	5.5	-26.1±6.1 ; 8±8.4	-26±6.1 ; 8±8
2	Heki et al. (1984)	Coastal volcanics	Albien	11 ; 77.5	-22.1	-26.7	5.1	-21±10 ; -9±17	-12.9±5 ; 1±7.4
3	May & Butler (1985)	Puente Piedra	~90 Ma	11.9 ; 77.1	-16.8	-28.6	3.4	-21.4±8.6 ; 1.7±14.4	-7.6±4.8 ; 1.3±6.7
4	Roperch & Carlier (1992)	Chala (coulées basaltiques)	~80 Ma	15.8 ; 74.3	-35.1	-25.1	4.4	-23.7±4.9 ; -7.8±5.6	-25.9±5.4 ; -9.1±6.6
5		Chala (coulées basaltiques)	~170 Ma	15.8 ; 74.3	-69.5	-31.3	16	-82.6±15.3 ; -20.5±13	-70.5±15.1 ; 1.2±13.8
6		intrusifs Arequipa	~100 Ma	16.5 ; 71.8	-60.5	-47	15.4	-55.1±19.3 ; 13±15.1	-51.4±18.3 ; 11.2±13.2
7		intrusifs Ilo	~80 Ma	17.5 ; 71.4	-29.1	-39.9	8.5	-17.7±9.4 ; 3.6±8	-19.9±9.5 ; 2.6±8.5
8		intrusifs La Yarada	~80 Ma	18.1 ; 70.7	-29.4	-38.1	6.0	-18±6.8 ; 8±6.3	-20.2±7.1 ; 0.2±7.0
9	Kono et al. (1985); Heki	argiles Camaraca	Jurassique supérieur	18.5 ; 70.3	-7.9	-37.6	2.8	-12±13 ; -1±18	-8.9±4.7 ; 3.2±5.9
10	et al. (1985b)	dykes d'Arica	Crétacé ?	18.6 ; 70.3	-12.5	-41.3	3.5	-11.1±9 ; -8.5±13.2	-9.7±4 ; 13.2±4
11	Palmer et al. (1980a)	laves Camaraca	J. moy (~157 Ma)	18.6 ; 70.3	-20.4	-35.7	6.1	-28±28 ; -	-21.4±7 ; 1.3±7.2
12	Heki et al. (1985b)	Atajaña	Crétacé inférieur	18.8 ; 70.3	-14.9	-25.6	4.1	-13.6±9.5 ; 7.9±13	-12.1±4 ; -2.8±4.4
13	Scanlan & Turner (1992)	sédiments marins et laves Camaraca, et dykes de Cuya	Jurassique moyen à Crétacé inférieur	19.2 ; 70.2	-8.7	-39.8	6.7	-9.4 ±8.0 ; 4.5±7.5	-9.7±7.8 ; 4.5±7.5
14	Nomura et al. (1983)	dykes de Cuya	Jurassique-Crétacé inf.	19.2 ; 70.2	-13.5	-17.4	10.4	-9.7±7.8 ; -	-
15	Hartley et al. (1992)	sédiments continentaux Paciencia	Oligo-Miocène	22.6 ; 68.3	20.0	-27.0	13.5	17±13 ; -13±13	-
16		sédiments continentaux Purilactis	Crétacé sup- Paléocène	22.8 ; 68.4	41.0	-36.0	8.9	29±10 ; -8±21	-
17	Turner et al. (1984)	El Coloso	Crétacé inférieur	23.7 ; 70.4	21.0	-36.0	6.8	-	23.8±6.9 ; 0.1±6.0
18	Tanaka et al. (1988)	El Way, El Coloso	Crétacé inférieur	23.8 ; 70.4	9.1	-25.2	6.8	12.0±9.0 ; -10±10	11.9±6.2 ; -11.0±6.0
19	Hartley et al. (1988)	La Negra, El Way, El Coloso et intrusifs granodioritiques	Crétacé inférieur	23.9 ; 70.3	28.4	-35.2	7.7	24.0±7.4 ; 0.2±7.3	31.2±7.6 ; -1.2±6.6
20	Palmer et al. (1980b)	Arqueros, Quebrada Marquesa et Yñita	Hauterivién-Barrémien, Néocomien, Alb-Coniac	29.8 ; 70.9	10.0	-49.2	4.1	15.0±11.0 ; -	12.9±5.3 ; 4.8±4.0
21	Beck et al. (1990)	volcaniques et volcanogéniques	datées de 124 à 83 Ma	32.7 ; 70.7	10.8	-51.9	3.9	13.3±5.6 ; -	13.8±5.4 ; 3.9±3.8
22	Irwin et al. (1987)	dykes et plutons de la	170 Ma	33.0 ; 71.5	2.0	-49.2	11.9	-1.5±16.1 ; -4.9±11.1	0.9±15 ; -3.5±10
23		Cordillera de la Costa	145 Ma	33.0 ; 71.5	11.4	-54.3	9.5	-	10.3±13.5 ; 1.6±8.3
24	Beck et al. (1986)	tufs San Fernando (Santiago)	Albien	34.7 ; 71.0	16.8	-50.2	6.0	14.1±9.0 ; -5.6±6.2	27.6±8.7 ; 7.1±5.8

D, I, déclinaison et inclinaison moyenne; α_{95} , rayon du cône de confiance à 95%; R±ΔR et F±ΔF, amplitudes de la rotation (R) et du "flattening" (F) avec leurs incertitudes respectives.

46

TABLEAU II-C. Données paléomagnétiques antérieures sur les formations cénozoïques des Andes Centrales péruviennes et nord chiliennes.

N°	Auteur	Formation	Age probable de l'aimantation	Coordonnées °Lat S; °Lon W	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	Données publiées	Données recalculées
								R±ΔR ; F±ΔF	R±ΔR ; F±ΔF
1	Mitouard et al. (1990)	volc. Llama et Huambo, intrusifs.	Eocène	7.0 ; 79.0	-26.6	-20.6	5.7	-19±9.7 ; 1.6±15	-19±7.6 ; 1.6±11.6
2	Heki et al. (1985a)	dykes d'Ocos.	Miocène sup. (~8.5 Ma)	13.4 ; 73.9	-14.2	-31.8	5.3	-14.2±5.5 ; -6±8	-
3	Tsunakawa et	Pisco, Changuillo, Paracas, Puno.	Eocène sup - Pliocène	15.0 ; 73.0	-5.5	-23.3	7.0	-1.4±10 ; -	-
4	al. (1987)	Pisco, Changuillo et Paracas.	Eocène sup - Pliocène	14.2 ; 75.5	-3.5	-23.2	8.4	-	1±9.5 ; -4.8±12.1
5		andésites et shoshonites Puno.	6-5 Ma	16.0 ; 70.0	-9.9	-23.4	16.7	-	-5.4±15.6 ; -8.2±16.2
6	MacFadden et	Salla beds.	26 à 22 Ma	17.2 ; 67.7	-6.6	-37.4	5.4	-6.6±5.4 ; -	-0.6±10.3 ; -0.6±12.5
7	al. (1985, 1990)	sédiments fluviaux de Micaña,	6.9 à 3.1 Ma	17.5 ; 67.4	-4.8	-25.8	5.9	-4.8±5.3 ; -	-0.4±8.2 ; -8.4±10.4
8		Quebrada Honda et Rosario.	12.8 à 12 Ma	22.0 ; 65.4	17.8	-40.7	3.9	17.8±4.1 ; -	23.8±10 ; -4.0±10.7

D, I, déclinaison et inclinaison moyenne; α_{95} , rayon du cône de confiance à 95%; R±ΔR et F±ΔF, amplitudes de la rotation (R) et du "flattening" (F) avec leurs incertitudes respectives.

47

marge péruvienne. Dans le second mécanisme, ils font appel au contraire à une forte extension E-W au niveau du bassin amazonien, laquelle paraît peu plausible, et qui n'a de toute façon jamais été mise en évidence d'un point de vue géologique. Dans ces modèles, la courbure d'Arica n'est donc pas un trait originel andin mais aurait été acquise secondairement par des rotations relatives de sens opposés des marges péruvienne et nord chilienne, une fois les plissements andins réalisés.

Dans plusieurs articles parus entre 1986 et 1988, Beck et al. (1986) puis Beck (1987 et 1988) ont émis des doutes puis critiqué le modèle de la courbure oroclinale pour expliquer la distribution des rotations mesurées le long de la marge des Andes Centrales. Les premières critiques ont porté essentiellement sur l'interprétation des données paléomagnétiques elles-mêmes, qui ont été jugées peu significatives compte tenu des incertitudes associées aux pôles de référence sud-américains. Les critiques ultérieures s'adressent directement au modèle de la courbure oroclinale que Beck réfute du fait que les rotations mesurées ne rendent pas compte de la totalité de la courbure de la chaîne. En effet, pour rendre compte de l'écart angulaire actuel (~55°) entre les marges péruvienne et nord chilienne, il manque environ 25° aux rotations paléomagnétiques post-crétacées (qui totalisent seulement 30°). Ces dernières critiques deviennent en fait caduques si au lieu de partir d'une marge sud-américaine parfaitement rectiligne on admet qu'il existait une courbure originelle au niveau d'Arica (d'environ 25° entre les marges péruvienne et chilienne), plus atténuée qu'actuellement, et qui aurait été accentuée par des rotations relatives ultérieures totalisant 30°. Au contraire du modèle de Carey, Beck propose en contre partie un modèle de rotations individuelles de blocs à l'image de celui qu'il a utilisé pour expliquer les données paléomagnétiques de la marge nord-américaine. Dans ce modèle, les rotations mises en évidence par le paléomagnétisme affectent des "blocs" individualisés par un découpage de la marge sud-américaine par des systèmes de failles parallèles et obliques par rapport à la côte. C'est la subduction oblique de la plaque océanique de Nazca sous le craton sud-américain qui induit une composante décrochante de transport sénestre le long de la marge péruvienne et dextre le long de la marge chilienne. Les "blocs" impliqués dans ces systèmes décrochants sont amenés à tourner dans le sens antihoraire au niveau de la marge péruvienne et dans le sens horaire au niveau de la marge chilienne. La plus ou moins grande liberté de déplacement de ces différents blocs expliquerait, selon Beck, la dispersion des données paléomagnétiques. Il faut noter cependant que les systèmes de failles décrochantes nécessaires à la rotation individuelle des différents blocs n'ont

encore jamais été mis en évidence au niveau de la marge péruvienne. Au niveau de la marge chilienne en revanche, de grands décrochements N-S ont été reconnus tels ceux de la zone de failles de Atacama (Arabasz, 1971; Hervé, 1987a,b; Naranjo, 1987; Scheuber & Andriessen, 1990; Armijo & Thiele, 1990), mais leur jeu sénestre contredit le modèle proposé par Beck et s'intègre au contraire tout à fait dans un modèle du type courbure oroclinale.

Un autre modèle, proche de celui de la courbure oroclinale, a été proposé en 1988 par B. Isacks. Ce modèle met en parallèle différentes observations concernant la morphologie de la chaîne andine et la pente du plan de subduction (plan de Benioff) de la plaque de Nazca. La chaîne andine se caractérise dans sa partie centrale par une augmentation progressive de sa largeur, de son altitude moyenne et de l'épaisseur de sa croûte à mesure que l'on se rapproche de la déflexion d'Arica. La croûte andine atteint en particulier son épaisseur maximale à la latitude d'Arica, où elle dépasse les 70 km (James, 1971; Ocola & Meyer 1973; Kono et al., 1989), soit plus du double de l'épaisseur d'une croûte continentale "normale". Cet épaissement crustal coïncide avec une augmentation du pendage du plan de Benioff de la plaque de Nazca (Barazangi & Isacks, 1976). Selon le modèle proposé par Isacks, au niveau de la déflexion d'Arica s'intercale un "coin" d'asthénosphère entre les plaques de Nazca et de l'Amérique du Sud stable, autorisant le développement d'une cellule de convection sous la cordillère. C'est la dimension de cette cellule de convection qui déterminerait selon Isacks la largeur de la lithosphère andine affaiblie thermiquement et susceptible de se raccourcir en priorité sous l'effet de la convergence Pacifique-Amérique du Sud. Le soulèvement de la chaîne se serait par conséquent réalisé par redoublement crustaux et sous-charriage des panneaux de croûte avec une amplitude de charriage et de raccourcissement croissante vers la déflexion d'Arica (Fig. II-4). Ce gradient de raccourcissements, mis en évidence par ailleurs à partir de données gravimétriques (Lyon-Caen et al., 1985) ou bien à partir de données structurales (Mégard, 1978, 1984; Sébrier, 1987) ou encore par la construction de coupes équilibrées au niveau des zones subandines (Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Baby et al., 1992) introduit des rotations antihoraires au niveau de la marge péruvienne et horaires au niveau de la marge nord-chilienne. Dans le modèle d'Isacks, la déflexion d'Arica aurait été formée non pas après l'édification de la chaîne comme dans le modèle de la courbure oroclinale, mais au contraire simultanément au plissement et au soulèvement de la chaîne. En guise de vérification, Isacks a introduit les amplitudes des rotations mesurées par le paléomagnétisme dans les différents modèles ("modèles 1" et "modèle 2") de raccourcissement qu'il a

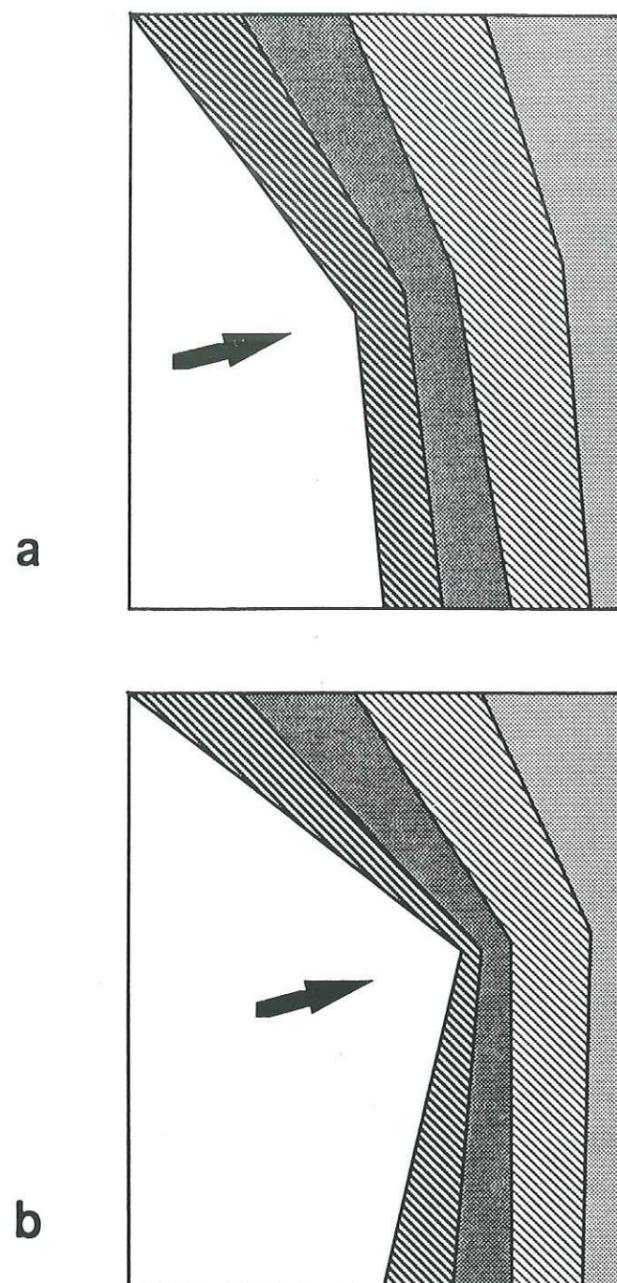


Figure II-4 : Formation de la déflexion d'Arica selon le modèle d'Isacks (1988). Une courbure primaire mineure (a) est accentuée (b) par des rotations de sens opposés des marges péruvienne et chilienne, induites par la subduction de la plaque de Nazca sous le continent sud-américain.

proposé. Si les sens des rotations confirment les deux modèles, les amplitudes respectives de ces rotations en revanche présentent des variations plus importantes que celles prédites par les modèles. Il peut exister à priori deux raisons à cela qui tiennent au calcul des rotations elles-mêmes et à l'âge des données:

- Une première source de dispersion pourrait venir de l'inhomogénéité des pôles de référence sud-américains utilisés dans les différentes études. Nous avons par conséquent homogénéisé les rotations déduites des données mésozoïques en nous référant aux pôles discutés dans le paragraphe II.1c. On constate sur la figure II-2 que la dispersion relative des données mésozoïques est peu affectée par cette réestimation des rotations mais qu'en moyenne les amplitudes des rotations antihoraires se trouvent diminuées et au contraire celles des rotations horaires augmentées. Dans le cas des rotations cénozoïques (Fig. II-3), les modifications apportées par la réestimation des rotations n'affectent sensiblement que les intervalles de confiance qui se trouvent augmentés lorsque toutes les données sont référées au même pôle.

- Une seconde source de dispersion, qui pourrait être la plus importante, provient de la gamme d'âges couverte par les données prises en compte par Isacks lesquelles sont en majorité crétacées et même jurassiques (il s'agit en fait des seules données dont Isacks disposait pour tester son modèle). Ces données intègrent donc l'ensemble des déformations survenues depuis le Mésozoïque. Elles renseignent par conséquent sur une histoire andine pré-orogénique et se réfèrent à des paléogéographies antérieures au soulèvement andin qui serait principalement cénozoïque (qui aurait en tous cas débuté à la fin du Crétacé). Il apparaît donc essentiel pour étudier la surrection des Andes Centrales et plus particulièrement la formation de la déflexion d'Arica d'axer les études paléomagnétiques sur des formations mises en place ou déposées immédiatement avant et pendant l'orogénèse andine.

Dans ce travail nous avons donc commencé par faire une étude extensive sur les formations crétacées de la partie centrale des Andes péruviennes, étude que nous avons ensuite étendue exclusivement aux formations cénozoïques. Les résultats de cette étude ont été consignés dans deux articles principaux (Macedo-Sánchez et al., 1992a, 1992b) qui sont présentés et décrits dans le chapitre V. Un autre article (Macedo-Sánchez et al., 1992c), a été rédigé en espagnol pour le Bulletin de l'I.F.E.A. Il reprend avec plus de détails les données et les interprétations figurant dans Macedo-Sánchez et al. (1992a). Ces données ont été également intégrées dans l'article de synthèse de Kissel et al. (1992) qui fait le point

des travaux paléomagnétiques réalisés au CFR et ayant porté sur les Andes Septentrionales et Centrales.

CHAPITRE III - LES CAMPAGNES D'ECHANTILLONNAGE

I - Introduction.

II - Méthodes générales utilisées pour le travail de terrain.

- 1) Les documents utilisés.
- 2) Les critères généraux de sélection des sites.

- a) *Le contrôle structural.*
- b) *Les critères lithologiques (granulométrie).*
- c) *Absence d'altération.*
- d) *Niveau d'aimantation.*

3) Méthodes d'échantillonnage.

- a) *Matériel utilisé.*
- b) *Signification d'un site.*

III - Les régions échantillonnées.

1) Echantillonnage de la partie centrale du Pérou (régions de Lima et de Nazca).

1.1) Echantillonnage dans la région littorale entre Huarmey et Huacho et dans la vallée du Río Huaura (première transversale).

- a) *- La zone côtière au nord de Huacho.*
- b) *- La vallée du Río Huaura.*
- c) *- Le massif d'Acos.*

1.2) - Echantillonnage dans la région de la vallée du Río Rímac et sur les hauts plateaux entre La Oroya et Estación Pachacayo (deuxième transversale).

- a) *- La région de la vallée du Río Rímac et la haute vallée du Río Lurín.*
- b) *- La région des hauts plateaux entre La Oroya et Estación Pachacayo.*

LES CAMPAGNES D'ÉCHANTILLONNAGE

1.3) - Échantillonnage dans la région de la vallée du Río Cañete et dans la bordure occidentale des hauts plateaux de la région de Chaucha (troisième transversale).

- a) - *Échantillonnage dans la basse vallée du Río Cañete : le batholite côtier.*
- b) - *Échantillonnage dans les régions de la vallée du Río Alis, Chaucha et au nord de Chaucha.*

1.4) - Échantillonnage dans la région de Nazca.

2) Échantillonnage de la partie sud du Pérou (région des départements d'Arequipa et de Moquegua).

2.1) - Échantillonnage dans la région de la basse vallée de Caravelí-Ocoña.

2.2) - Échantillonnage dans la région d'Arequipa et de Puquina - Salinas.

- a) - *La région d'Arequipa.*
- b) - *La région de Puquina - Salinas.*

2.3) - Échantillonnage dans la région de Moquegua.

Conclusion.

I - Introduction

Les études paléomagnétiques antérieurement réalisées sur les Andes Centrales péruviennes n'ont en général pas été effectuées sur des zones de grande extension géographique. En effet, elles concernent essentiellement une partie restreinte de la côte péruvienne (May et Butler, 1985; Heki et al., 1983, 1984) et de la Cordillère Occidentale (Heki et al., 1985a), ou encore quelques secteurs ponctuels situés dans les Andes nord péruviennes et le long du rivage au sud de Lima (Heki et al., 1983, 1984). En dehors de l'étude paléomagnétique réalisée par Roperch et Carlier (1990, 1992) sur des formations jurassiques à crétacées inférieur du sud-ouest péruvien, la seule étude réalisée avec un échantillonnage couvrant une grande superficie concerne les Andes Centrales nord péruviennes (Mitouard, 1991). Cette dernière étude a été effectuée dans un domaine affecté par des grandes structures locales de directions différentes de la direction régionale andine.

Pour se situer dans un domaine non perturbé par des effets locaux et de manière à couvrir une grande partie de la marge péruvienne située au nord de la déflexion d'Arica, nous avons décidé de réaliser une campagne d'échantillonnage des formations crétacées et cénozoïques dans la région centrale du Pérou, puis dans la région sud du Pérou. Enfin, nous avons échantillonné des formations oligo-miocènes de la partie septentrionale et centrale de l'Altiplano bolivien, situées au niveau de la déflexion d'Arica elle-même et dans une position plus interne par rapport à la chaîne que les séries péruviennes étudiées auparavant. Cependant, faute de temps, l'étude en laboratoire des échantillons prélevés dans cette région n'a pu être faite, et par conséquent ne figurera pas dans ce mémoire.

Nous ne mentionnerons donc, dans ce chapitre, que la description de l'échantillonnage réalisé dans les deux secteurs principaux étudiés qui sont le centre et le sud du Pérou.

II - Méthodes générales utilisées pour le travail de terrain.

1) Les documents utilisés.

Différents documents cartographiques et bibliographiques ont été consultés pour la sélection des formations susceptibles de convenir pour nos études paléomagnétiques. La localisation précise des sites retenus pour l'échantillonnage des trois secteurs décrits précédemment a nécessité l'emploi de cartes topographiques au 1/100.000 publiées par l'Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) du Pérou. Les documents géologiques utilisés sont :

- Pour la partie centrale du Pérou, les bulletins de l'INGEMMET suivants :
 - le N° 26 (Cobbing, 1973a), accompagné de quatre cartes géologiques au 1/100.000 (feuilles de Barranca, Ambar, Oyón, Huacho, Huaral et Canta) ;
 - le N°33 (Myers, 1981), accompagné de deux cartes géologiques au 1/100.000 (feuilles de Huarmey et Huayllapampa) ;
 - le N° 36 (Salazar, 1983) accompagné de deux cartes géologiques au 1/100.000 (feuilles de Matucana et Huarochirí).
 - les cartes géologiques au 1/100.000 des feuilles de La Oroya (Mégard, 1987), de Yauyos (Mégard et Caldas, 1987) et de Nazca (Caldas, 1980).
 - la carte géologique des Andes du Pérou Central (Mégard, 1978) au 1/500.000.
- Pour la région sud-occidentale du Pérou :
 - le bulletin N° 19 (Garcia, 1968), accompagné de deux cartes géologiques au 1/100.000 (feuilles de Mollendo et La Joya) ;
 - le N°23 (Guevara, 1969), accompagné d'une carte géologique au 1/100.000 (feuille de Characato) ;
 - le N°24 (Vargas, 1970), accompagné d'une carte géologique au 1/100.000 (feuille d'Arequipa) ;
 - le N°29 (Garcia, 1978), accompagné de quatre cartes géologiques au 1/100.000 (feuilles de Puquina, Omate, Huaytire, Mazo Cruz et Pizacoma) ;
 - le N°15 (Bellido, 1979), accompagné d'une carte géologique au 1/100.000 (feuille de Moquegua) ;
 - le N° 5 (Bellido et Guevara, 1963), accompagné de deux cartes géologiques au 1/100.000 (feuilles de Punta de Bombón et Cledesí).

- la carte au 1/100.000 des affleurements ignimbritiques du secteur de Caravelí (Huamán, 1985).

Par ailleurs, des ouvrages plus généraux ont été utilisés, tels que :

- les bulletins N° 8, 10 et 12 de la Serie D de l'INGEMMET, traitant sur la géologie des Andes du Pérou Central (Mégard, 1979) ;
- la géologie de la Cordillère Occidentale nord-péruvienne (Cobbing et al, 1981) ;
- l'évolution géologique des Andes péruviennes (Dalmayrac et al, 1988) ;
- l'important ouvrage "Magmatism at a plate edge" de Pitcher et al (1985).

2) Les critères généraux de sélection des sites.

a) Le contrôle structural.

Dans l'étude paléomagnétique à grande échelle d'une région déformée, telle que les Andes Centrales, il est nécessaire de concentrer l'échantillonnage sur les secteurs ne présentant que des déformations d'ampleur régionale, c'est-à-dire représentatifs du style tectonique de la région étudiée. Les secteurs comportant en plus des perturbations tectoniques à caractère local sont à éviter, car l'outil paléomagnétique devient d'un usage difficile dans le cas de tectoniques superposées. Les documents cartographiques fournissent en cela de précieuses informations par le fait qu'ils permettent d'effectuer une sélection préliminaire des secteurs les plus propices pour l'échantillonnage. Le contrôle structural précis de la position des formations étudiées ne peut être effectué que sur le terrain. Il est de toutes façons nécessaire pour rendre les données paléomagnétiques exploitables.

En domaine déformé, dans le cas le plus favorable, la formation ne présente qu'une seule phase de déformation qui se traduit en général par un simple basculement ou par des plissements à axes sub-horizontaux. S'il s'agit de formations sédimentaires déposées dans un environnement calme, la stratification des bancs détermine la paléohorizontale et une simple correction de pendage suffit à rétablir les séries dans l'attitude qu'elles avaient avant déformation.

Dans le cas de tectoniques superposées, les séries ont généralement subi plusieurs phases de basculement autour d'axes différents et peuvent être

impliquées dans des plissements à axes inclinés. La chronologie et l'amplitude respective de ces basculements n'étant généralement pas connues de manière précise, il s'avère impossible de reconstituer le cheminement inverse de la déformation et donc de corriger la direction paléomagnétique obtenue. Un simple débasculement de pendage introduit en effet dans ce cas une erreur plus ou moins importante sur la déclinaison paléomagnétique de l'aimantation mesurée. Dans le cas d'un pli à axe incliné, l'erreur introduite est proportionnelle à l'angle de plongement de l'axe du pli (McDonald, 1980).

Dans le cas de formations magmatiques, qu'elles soient volcaniques ou intrusives, le contrôle structural n'est généralement pas possible. En effet, une formation plutonique (granite par exemple) déforme en général l'encaissant lors de sa mise en place. Dans le cas d'une formation volcanique, seule la présence de couches de sédiments intercalés entre les coulées de laves peut offrir une précision de paléo-horizontalité. Toutefois, dans la zone étudiée le plus souvent les formations sont d'origine continentale (fluviale, deltaïque, éolienne ou autres) et leur stratification n'est généralement pas clairement définie ou ne correspond pas nécessairement à une paléohorizontale (stratifications entrecroisées ou obliques par exemple). Mais il est parfois possible d'obtenir une estimation approchée de la paléohorizontale en utilisant des indicateurs indirects tels que l'organisation des grains dans la roche, en gardant toutefois à l'esprit qu'une orientation préférentielle des grains peut aussi être induite par une déformation. Pour pallier à ce manque d'information sur la position structurale des séries magmatiques, il est possible de compenser en partie les erreurs dues à l'absence de corrections tectoniques en multipliant le nombre des données. A partir d'un échantillonnage réalisé avec une bonne couverture régionale, il est ainsi possible statistiquement d'obtenir des directions paléomagnétiques significatives. Il importe de toutes manières, dans le cas de roches magmatiques, de disposer d'un nombre suffisant de données d'âges comparables pour moyenner efficacement la variation séculaire. Ceci est d'autant plus important s'il s'agit de laves qui se sont refroidies dans un laps de temps très court et qui ont pu enregistrer des fluctuations très brèves du champ géomagnétique.

Les roches sédimentaires que nous avons échantillonnées dans le centre du Pérou ont été choisies de préférence avec un pendage faible ($<30^\circ$), c'est-à-dire avec un degré de déformation limité. Certains sites ont été néanmoins échantillonnés dans des formations à pendages plus élevés, mais dans ce cas toujours impliquées dans des structures anticlinales ou synclinales à axe sub-

horizontal.

b) Les critères lithologiques (granulométrie).

Pour le paléomagnéticien, la granulométrie d'une formation magmatique ne revêt qu'une importance mineure. Elle apporte en effet simplement des indications sur le mode de mise en place de cette formation et sur sa vitesse de refroidissement. Une granulométrie bien développée et régulière, comme par exemple celle des granites ou des gabbros, caractérise les roches plutoniques et est le signe d'un refroidissement lent et graduel de la formation. Au contraire, une granulométrie fine au sein d'une matrice vitreuse dominante, comme dans les basaltes ou les rhyolites, caractérise les roches effusives (volcaniques) qui se sont refroidies rapidement sans laisser le temps aux phénocristaux de se développer. Le temps de refroidissement est dans tous les cas négligeable à l'échelle des temps géologiques, et l'enregistrement de l'aimantation peut être considéré comme instantané. Par conséquent dans ce cas, comme nous l'avons dit précédemment, l'étude de plusieurs formations d'âges voisins est nécessaire pour compenser l'enregistrement de la variation séculaire.

Dans le cas des roches sédimentaires la granulométrie est un facteur important qui renseigne à la fois sur la turbulence du milieu de dépôt et sur la préservation possible du signal magnétique originel.

Les roches à granulométrie grossière ne sont pas très favorables aux études paléomagnétiques. En effet, elles correspondent en général à des milieux de dépôt proximaux et de forte énergie, dans lesquels une orientation mécanique des grains magnétiques est favorisée au détriment du forçage exercé par le champ magnétique terrestre. Elles ont également souvent une forte porosité qui favorise les phénomènes de lessivage, d'imprégnation et de précipitation.

Les roches à granulométrie fine sont au contraire l'indice de milieux de dépôt distaux et calmes, donc favorables à l'orientation convenable des particules magnétiques sous l'action du champ. Si de plus, les taux de sédimentation sont faibles, il devient possible de moyenner efficacement la variation séculaire sur une hauteur stratigraphique faible (quelques cm).

Les sédiments que nous avons échantillonnés dans la région de Lima (calcaires crétacés) sont en général de couleur gris-foncée et de granulométrie fine, ce qui indique un milieu de dépôt calme et relativement profond (confirmé

par la présence d'Ammonites) et un environnement réducteur. Ces caractéristiques sont à priori propices pour que l'orientation des grains magnétiques détritiques se soit réalisée selon la direction du champ de l'époque et qu'elle ait été préservée depuis. Ces séries crétacées ont un taux de sédimentation suffisamment faible et régulier pour que la variation séculaire soit moyennée dans l'échantillonnage réalisé.

c) Absence d'altération.

Un indicateur important de la présence d'une altération ainsi que de l'environnement de dépôt est la couleur de la roche.

Dans le cas d'une roche magmatique, une altération météoritique se manifeste par un liseré jaunâtre autour des minéraux de la roche. Dans le cas d'une altération hydrothermale, la roche tend à développer une couleur verte due à la chloritisation, l'épidotisation, etc...

Une roche sédimentaire de couleur rouge, siliceuse ou carbonatée, indique un environnement oxydant qui peut être lié au dépôt lui-même (conditions climatiques particulières, érosion de sols lessivés etc.), ou bien qui peut être indicateur d'une diagenèse accompagnée d'une altération importante. Ces roches ont une minéralogie magnétique souvent dominée par l'hématite dont l'origine peut donc être aussi bien primaire que secondaire. Seuls les tests de précocité (test du pli, des inversions) permettent de trancher sur l'origine de l'aimantation mesurée sur une telle roche.

Nous avons évité d'échantillonner les séries sédimentaires de granulométrie grossière, nombreuses au Pérou, pour nous intéresser seulement aux carbonates dont la couleur grise témoigne d'un milieu plutôt réducteur. Cet environnement est à priori favorable à la conservation des oxydes magnétiques primaires, généralement des titanomagnétites. Il peut aussi favoriser le développement de bactéries susceptibles de synthétiser de nouveaux minéraux magnétiques, notamment des sulfures et des tests de précocité sont nécessaires pour vérifier l'origine primaire de l'aimantation étudiée.

Enfin, les roches sédimentaires de couleur claire, notamment les calcaires néritiques ou récifaux présentent un signal magnétique faible en général à cause d'une pauvreté en produits détritiques fins en particulier magnétiques. Cette pauvreté en minéraux magnétiques peut également être secondaire et procéder d'un lessivage interne de la roche, généralement accompagné de recristallisations

diagenétiques. Leur signal magnétique peut toutefois être mesurable et d'une bonne stabilité.

d) Niveau d'aimantation.

Enfin, un dernier critère de type magnétique a été pris en considération dans la sélection des sites sédimentaires. Il s'agit de la mesure de l'intensité de l'aimantation naturelle des échantillons des sites prospectés, réalisée à l'aide d'un magnétomètre de terrain de type spinner. Cette précaution nous a permis de gagner un temps appréciable dans le sens où elle nous a évité d'échantillonner des sédiments dont les aimantations se seraient révélées trop faibles par la suite pour fournir des directions paléomagnétiques interprétables.

3) Méthodes d'échantillonnage

a) Matériel utilisé.

Les échantillons ont été prélevés au moyen de deux types de carottiers pourvus d'un forêt creux en laiton ou en inox, muni d'une couronne diamantée et permettant le prélèvement de carottes d'une longueur de 10 à 15 cm et d'un diamètre standard de 25 mm. La longueur de carottes permet de disposer de 3 à 4 spécimens de dimension standard (25 mm de diamètre et 22 mm de hauteur) qui pourront être soumis à des traitements de désaimantation et à des analyses différentes. Pour les roches sédimentaires, relativement fragiles, nous avons utilisé un carottier à moteur électrique alimenté par un groupe électrogène. Pour les roches volcaniques ou intrusives, dont la résistance mécanique est forte, nous avons utilisé un carottier à moteur thermique beaucoup plus puissant que le précédent. Dans tous les cas, le forêt est refroidit au moyen d'un système d'injection d'eau assuré par un bidon à pression. L'injection d'eau permet également la lubrification du forêt et l'élimination des particules de roches arrachées par le forage.

L'orientation in-situ de la carotte toujours solidaire de la roche a été réalisée au moyen d'un appareil d'orientation comportant une boussole. La lecture de l'azimut de l'ombre portée par le soleil sur un compas solaire solidaire de l'appareil d'orientation, et la notation simultanée de l'heure exacte GMT nous ont permis de corriger ultérieurement l'erreur de déclinaison locale.

b) Signification d'un site.

On entend par site d'échantillonnage paléomagnétique tout ou partie accessible d'un affleurement. S'il s'agit d'une formation intrusive l'échantillonnage doit être autant que possible réparti sur toute la surface de l'affleurement (horizontalement et verticalement). S'il s'agit de séries sédimentaires ou volcaniques, l'échantillonnage doit être réparti au mieux sur l'ensemble des bancs ou coulées accessibles de manière à couvrir la tranche d'âge la plus importante possible et de moyenniser les fluctuations dues à la dérive séculaire du champ géomagnétique.

D'une manière générale, la taille des sites varie d'une dizaine à plusieurs dizaines de mètres, et en moyenne 8 à 12 carottes sont prélevées sur chaque site. Ce nombre peut être supérieur si l'affleurement est particulièrement favorable à l'échantillonnage (accès aisé, roche tendre, grand nombre de bancs, etc...)

III - Les régions échantillonnées

1) Echantillonnage de la partie centrale du Pérou (régions de Lima et de Nazca)

Les régions échantillonnées dans la partie centrale du Pérou sont schématiquement localisées sur la Figure III-1. Pour décrire l'échantillonnage, nous suivons une progression du Nord vers le Sud en parcourant successivement les quatre régions suivantes :

- première transversale: la région littorale au nord de Huacho et la vallée du Río Huaura, entre 10,3° et 11,3° de latitude sud;

- deuxième transversale: la région de la vallée du Río Rímac et les hauts plateaux entre La Oroya et Estación Pachacayo, entre 11,5° et 12° de latitude sud;

- troisième transversale: la région du Río Cañete et la bordure occidentale des hauts plateaux dans la région de Chaucha, entre 12° et 13° de latitude sud.

Finalement, la région de Nazca, vers 15° de latitude sud, sera traitée séparément.

Pour chacune de ces régions nous présenterons succinctement les différentes formations traversées et échantillonnées en précisant pour chacune d'entre elles le nombre de sites étudiés et le nombre d'échantillons prélevés.

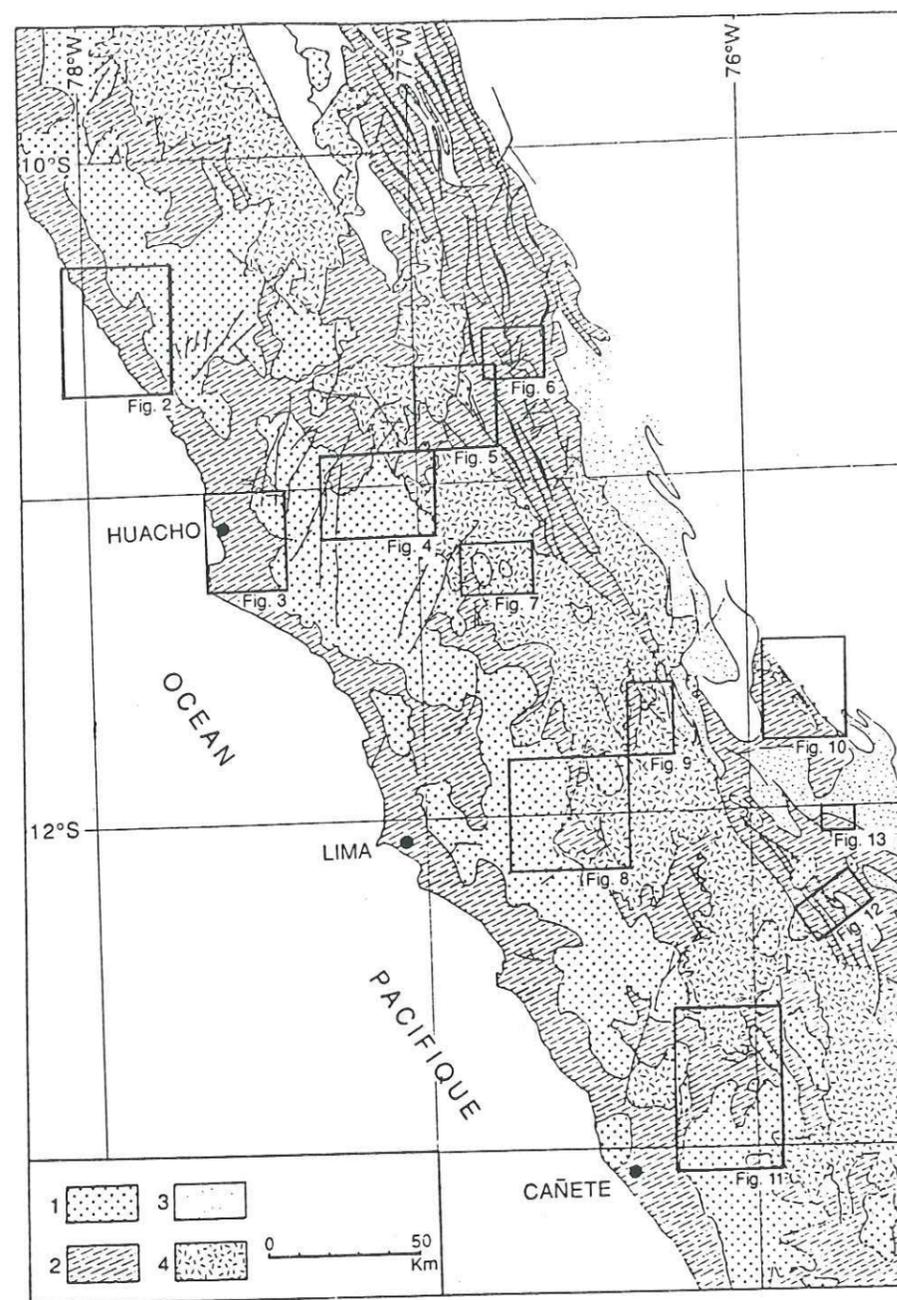


Figure III-1 : Carte générale permettant de localiser de façon schématique les transversales étudiées dans la partie centrale du Pérou. (1): Batholite côtier. (2): Fms. volcaniques et sédimentaires crétacées. (3): Couches rouges du Crétacé sup. - Tertiaire inf. (4): Fms volcaniques cénozoïques.

1.1) Echantillonnage dans la région littorale entre Huarney et Huacho et dans la vallée du Rio Huaura (première transversale).

Les formations étudiées et les sites échantillonnés ont été reportés successivement sur les figures III-2 à III-7 et suivent une progression du Nord

vers le Sud pour la zone côtière et de l'Ouest vers l'Est pour la vallée du Huaura. Le massif isolé des intrusifs d'Acos situé au sud de la vallée du Huaura vers 11,3°S sera présenté séparément.

a) - La zone côtière au nord de Huacho.

Dans la frange côtière de ce secteuraffleure essentiellement le groupe Casma constitué de pillow lavas et de brèches basaltiques à andésitiques ainsi que de niveaux mineurs de laves et pyroclastes rhyolitiques. Ces formations magmatiques sont interstratifiées dans des sédiments marins datés par Ammonites de l'Albien moyen (Wilson, 1963; Cobbing, 1973a; Myers, 1974; Webb, 1989) mais leur âge s'étend vraisemblablement à l'Albien supérieur car le groupe Casma est intrudé par des plutons datés à 100 Ma (Cobbing et al., 1981).

Cinq sites (PE 145 à 149) ont été échantillonnés dans ce groupe Casma au nord de la ville de Pativilca (au nord de 10°40' sud). Ces sites se trouvent soit au bord de la route panaméricaine soit en bordure de mer (Figure III-2).

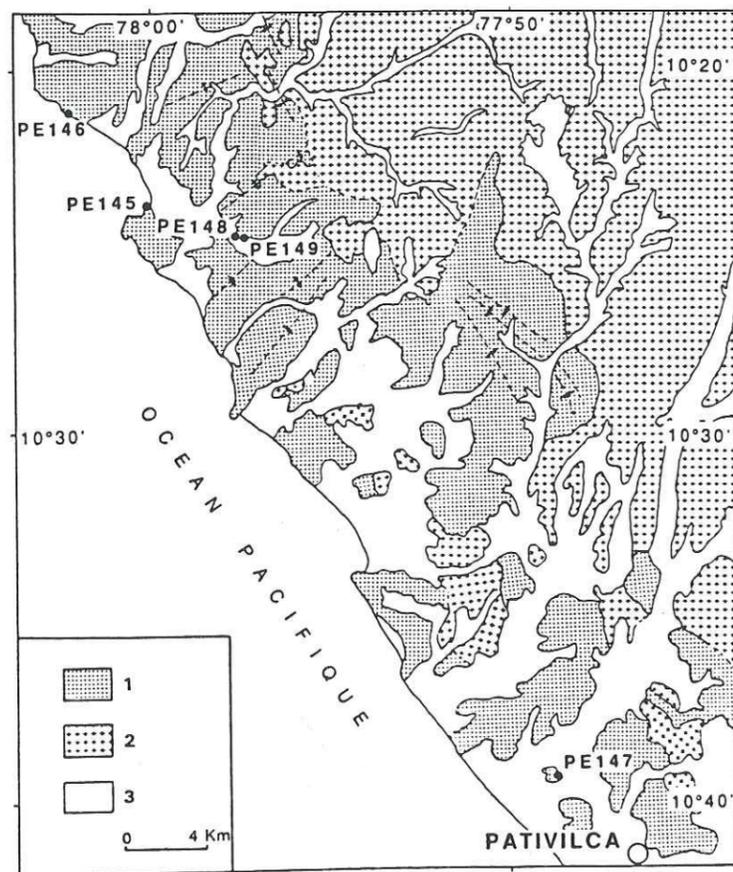


Figure III-2 : Carte géologique simplifiée de la région de Pativilca, d'après les feuilles 1/100.000 de Huarmey et Huayllapampa (Myers, 1981) et de Barranca (Cobbing, 1973a). (1) : groupe Casma. (2) : batholite côtier. (3) : dépôts quaternaires.

Cinq autres sites (PE123 à 126, PE130) ont été échantillonnés dans les laves andésitiques, pillow lavas et coulées basaltiques du même groupe Casma au sud de Huacho et le long de la route qui relie Huaura à Sayan (Fig. III-3). L'échantillonnage du groupe Casma dans cette région représente un total de 105 carottes.

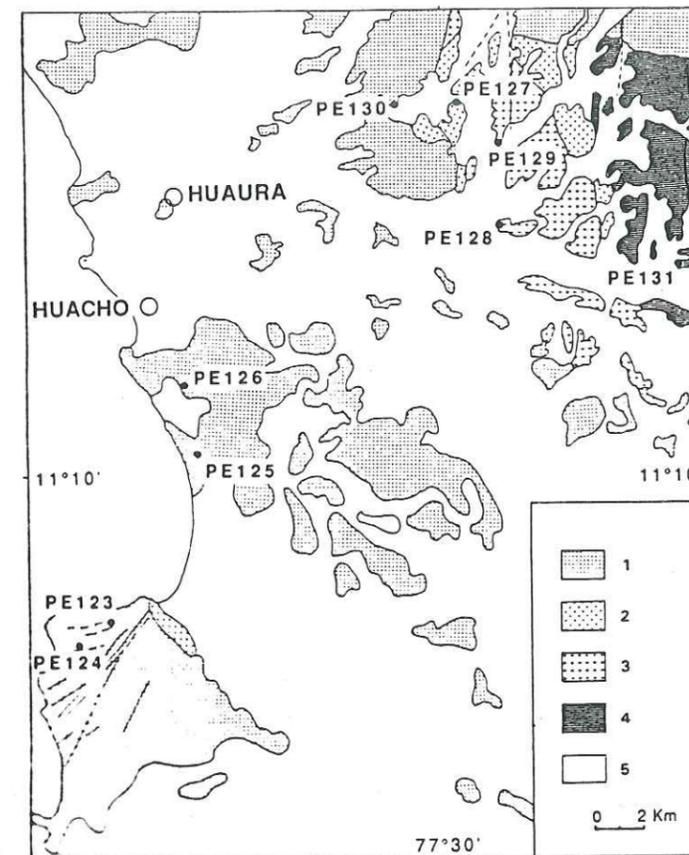


Figure III-3 : Carte géologique simplifiée de la basse vallée du Río Huaura, d'après les feuilles 1/100.000 de Huaral (Cobbing, 1973a). (1) : groupe Casma. (2) : super-unité Patap. (3) : super-unité Santa Rosa. (4) : unité Humaya. (5) : dépôts quaternaires.

b) - La vallée du Río Huaura (Fig. III-4 à III-7).

D'Ouest en Est, la vallée recoupe successivement les séries magmatiques du batholite côtier datées entre 93 et 61 Ma (Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986) et traverse ensuite les séries sédimentaires crétaées de la partie orientale de la Cordillère Occidentale (région de Oyón).

Au sein du batholite côtier, nous avons échantillonné 1 site (PE127; Fig. III-3) dans les massifs dioritiques de la super-unité de Patap. Cette super-unité n'est

pas datée directement, mais puisqu'elle est recoupée par des granites datés à 101 Ma et, qu'à son tour, elle recoupe les séries du Groupe Casma de l'Albien moyen (Mukasa, 1986), son âge est estimé entre 101 et 105 Ma.

Deux sites (PE128 et 129, Fig. III-3) correspondent à des affleurements tonalitiques de la superunité Santa Rosa datée localement entre 82 et 77 Ma (Beckinsale et al., 1985 ; Mukasa, 1986).

Le site PE131 (Fig. III-3) provient d'un affleurement de granodiorites appartenant à l'unité d'Humaya datée à 73 Ma (Beckinsale et al., 1985 ; Mukasa, 1986).

Plus à l'Est, 3 sites (PE132, 143 et 144; Fig. III-4) ont été échantillonnés dans des affleurements monzogranitiques de la super-unité de Sayán. Celle-ci est datée entre 61 et 68,5 Ma (Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986).

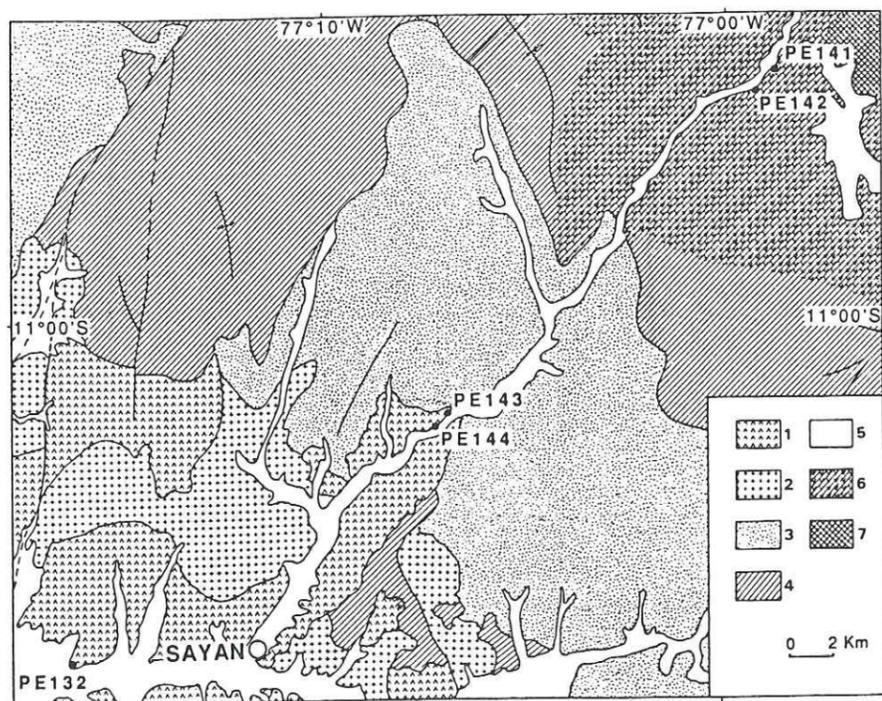


Figure III-4 : Carte géologique simplifiée de la région de Sayán (vallée du Huaura), d'après les feuilles 1/100.000 d'Ambar, d'Oyón et de Canta (Cobbing, 1973a) modifiées d'après les cartes de Soler (1991) et de Cobbing (1973b). (1) : super-unité Sayán. (2) : Autres intrusifs crétacés-paléocènes. (3) : intrusifs non-datés. (4) : groupe Calipuy. (5) : dépôts quaternaires. (6) et (7) : affleurements du groupe Casma et d'intrusifs d'âge oligocène respectivement, cartés antérieurement comme groupe Calipuy.

Les laves andésitiques de la formation Calipuy (Atherton et al., 1985) ont été échantillonnées à deux reprises environ à mi-chemin entre Sayan et Churín

(PE141 et PE142; Fig. III-4). Ce volcanisme très épais a été daté plus au Nord dans la région de Tapacocha entre 53 et 15 Ma (Wilson, 1975; Cobbing et al., 1981; Atherton et al., 1985).

Enfin, 2 sites (PE139 et 140; Fig. III-5) proviennent de petits intrusifs tonalitiques situés à l'est et à l'ouest de Churín, et datés respectivement à 14 et 31 Ma (Cobbing et al., 1981; Soler, 1987).

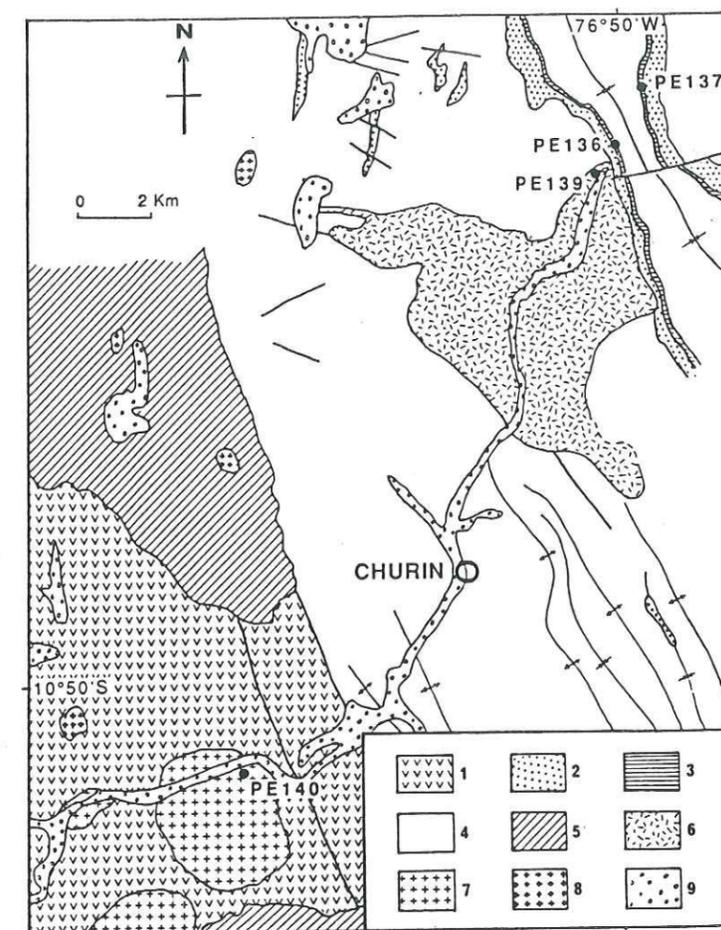


Figure III-5 : Carte géologique simplifiée de la région de Churín, modifié d'après la carte de Soler (1991). (1) : groupe Casma. (2) : fm Chulec. (3) : fm Pariatambo. (4) : fms crétacés indifférenciés. (5) : groupe Calipuy. (6) : intrusifs oligocènes. (7) : intrusifs miocènes. (8) : intrusifs non-datés (oligo-mio-pliocènes). (9) : dépôts quaternaires.

Dans la région de Oyón, les formations sédimentaires échantillonnées affleurent dans des structures plissées qui s'alignent avec une grande régularité selon une direction andine voisine de N160°E. Elles présentent généralement des bancs pluridécimétriques à métriques et des pendages allant de 20° à pratiquement 90°. En particulier, deux sites (PE136 et 137; Fig. III-5) ont été

échantillonnés dans la formation Pariatambo (Albien moyen) sur les deux flancs d'un même synclinal de manière à pouvoir procéder à un test du pli. Nous avons par ailleurs échantillonné les formations crétacées calcaires et marno-calcaires de Pariahuanca datée de l'Aptien supérieur (PE138, Fig. III-6), de Jumasha (Albien supérieur à Turonien, PE133 et 135; Fig. III-6) et de Celendin (Coniacien à Santonien inférieur, PE134; Fig. III-6), (Jaillard, 1986, 1987).

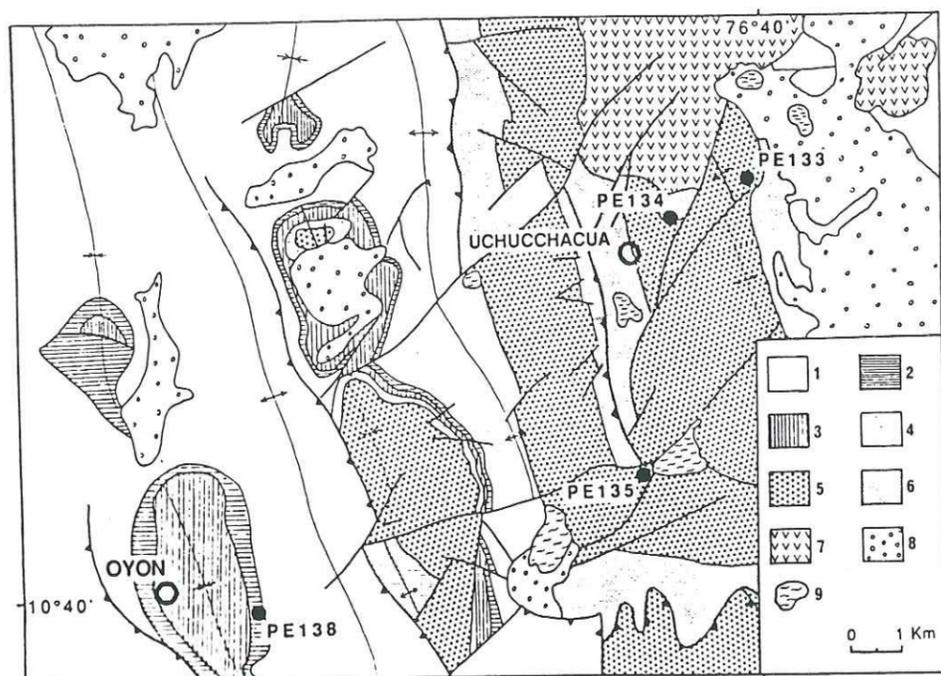


Figure III-6 : Carte géologique simplifiée de la zone d'Oyón, d'après la feuille 1/100.000 d'Oyón (Cobbing, 1973a). (1) : fms crétacées indifférenciées. (2) : fm Pariahuanca. (3) : fm Chulec. (4) : fm Pariatambo. (5) : fm Jumasha. (6) : fm Celendín. (7) : groupe Calipuy. (8) : dépôts quaternaires. (9) lac.

En résumé, un total de 17 sites représentant 171 carottes a été échantillonné dans la vallée du Huaura, le long ou à proximité de la route Huaura-Sayán-Oyón-Uchucchacua.

c) - Le massif d'Acos (Fig. III-7).

Au sud de la vallée du Río Huaura et à l'est et à l'ouest du village d'Acos, affleurent deux massifs granitiques qui recoupent des laves et des pyroclastites de la formation Calipuy. Ces intrusifs ont été considérés initialement comme deux corps distincts et d'âges différents (Cobbing et al., 1981), mais des études de terrain

et des analyses pétro-chimiques plus récentes montrent qu'il s'agit d'un seul et même intrusif mis en place probablement à l'Eocène terminal (~37 Ma), et affecté ensuite par un épisode de métamorphisme mettant en jeu des températures supérieures à 200-300°C. Cet épisode de métamorphisme régional, contemporain d'une reprise du volcanisme calco-alcalin entre 25 et 19 Ma, correspondrait à une remontée d'asthénosphère induite par une accélération de la subduction de la plaque de Nazca (Soler, 1987, 1991).

Nous avons échantillonné quatre sites dans les intrusifs d'Acos, qui représentent 42 carottes prélevées. Deux sites (PE210 et 211) ont été échantillonnés dans l'affleurement situé à l'Est, et les deux autres (PE212 et 213) ont été échantillonnés dans celui situé à l'Ouest (Fig. III-7).

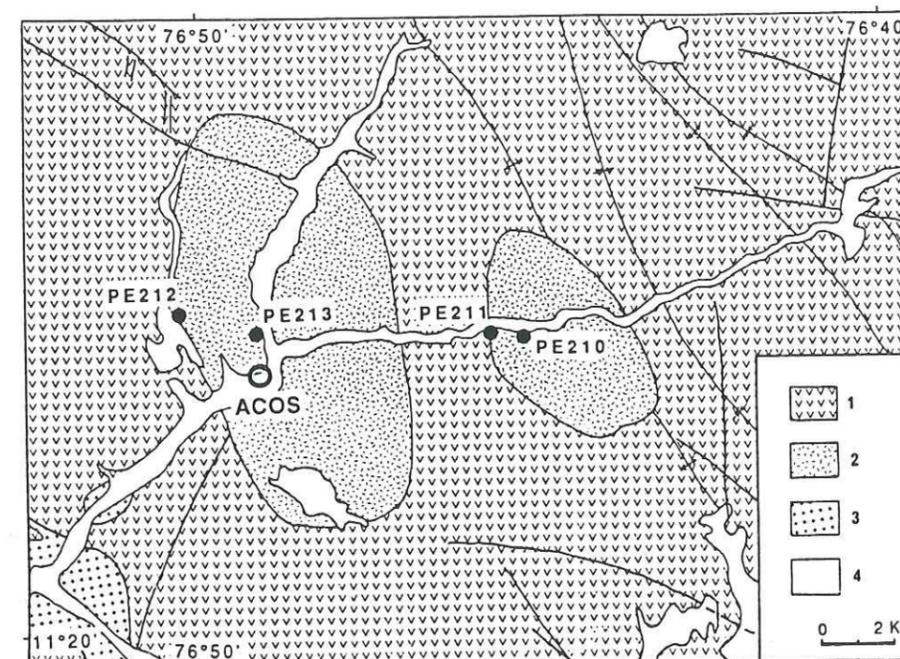


Figure III-7 : Carte géologique de la région d'Acos, d'après la feuille 1/100.000 de Canta (Cobbing, 1973a). (1) : groupe Calipuy. (2) : intrusif d'âge éocène terminal. (3) : autres intrusifs. (4) : dépôts quaternaires.

1.2) - Echantillonnage dans la région de la vallée du Río Rímac et sur les hauts plateaux entre La Oroya et Estación Pachacayo (deuxième transversale).

Dans la vallée du Río Rímac nous avons réalisé notre échantillonnage suivant une progression d'Ouest en Est, le long de la route principale (Carretera

Central) entre Lima et Chicla. Nous avons également travaillé au sud de la vallée du Rímac, à une trentaine de kilomètres au SE de Chosica, dans la haute vallée du Río Lurín.

Dans la région des hauts plateaux, nous avons ensuite réparti notre échantillonnage le long de la partie de la Carretera Central qui borde le Río Mantaro depuis la zone de La Oroya en direction de Huancayo, jusqu'à la localité d'Estación Pachacayo.

a) - La région de la vallée du Río Rímac et la haute vallée du Río Lurín.

D'Ouest en Est, depuis la ville de Lima, la vallée du Río Rímac recoupe la super-unité Santa Rosa du Batholite côtier datée localement à 82 Ma et dans laquelle nous avons échantillonné un site granodioritique à l'ouest de Chosica (PE99; Fig. III-8). Deux autres sites (PE100 et 101; Fig. III-8) situés à l'est de Chosica proviennent de la super-unité Tiabaya datée localement à 86-84 Ma (Mukasa, 1986).

Au sud-ouest de Matucana, nous avons échantillonné deux sites (PE104 et 106; Fig. III-8) dans l'intrusif granitique de Surco daté à 21 Ma (Zircon U-Pb, Mukasa, 1984).

Entre Chosica et Matucana, la vallée traverse aussi des petits affleurements attribués au volcanisme albien du Groupe Casma. Les sites PE102 et PE103 (Fig. III-8) ont été échantillonnés dans des brèches volcaniques attribuées à ce groupe Casma (Angeles, communication personnelle) et situées entre la limite orientale de la super-unité Santa Rosa et l'intrusif granitique de Surco. Au NE de Chosica, dans le secteur des mines de Perubar, les volcanoclastes, coulées et brèches du groupe Casma sont recoupés par des dykes dioritiques. Nous avons échantillonné deux sites (PE217 et 218; Fig. III-8) dans deux dykes post-métamorphiques datés entre 39 et 31 Ma (Vidal, 1987) qui affleurent à la mine Leonila-Graciela.

Une cheminée volcanique rhyolitique recoupe la bordure occidentale de l'intrusif Surco. Nous avons échantillonné un site (PE105; Fig. III-8) dans cette cheminée datée à 5,4 Ma par Mégard et al. (1985).

Au sud de Chosica, dans la haute vallée du Río Lurín, nous avons également échantillonné quelques affleurements de tufs du groupe Calipuy. Deux des sites (PE214 et 216; Fig. III-8) sont situés dans les niveaux inférieurs de la série de tufs. Ils ont été déposés sur une surface d'érosion des intrusifs du batholite côtier et ont donc vraisemblablement l'âge de la base de la série, soit 40-

41 Ma (Noble et al., 1978, 1979). Un troisième site (PE215; Fig. III-8) se trouve dans un niveau tuffacé situé stratigraphiquement au dessus de la série mentionnée ci-dessus et situé quelques 2 Km plus à l'Est. Ce dernier site a été, par conséquent, échantillonné dans des roches plus jeunes que 40 Ma.

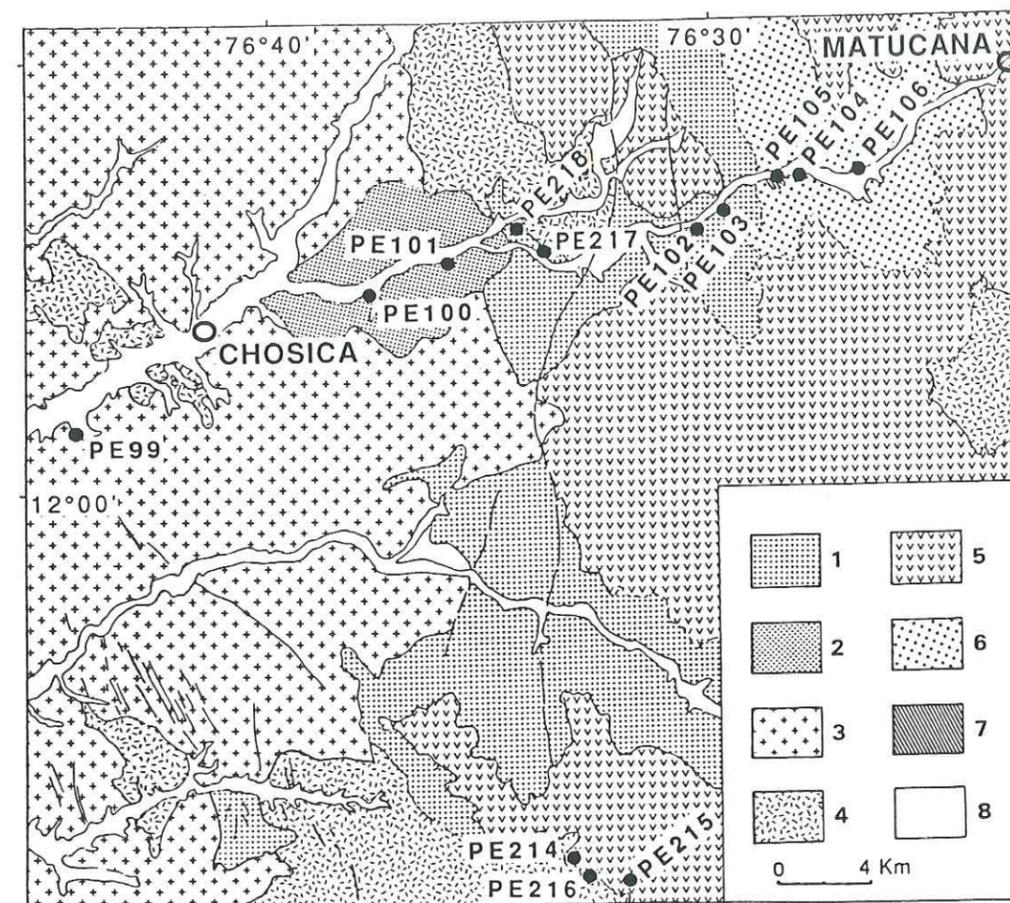


Figure III-8 : Carte géologique simplifiée de la région de Chosica-Matucana, d'après les feuilles 1/100.000 de Matucana (Salazar, 1983) et de Chosica (feuille préliminaire inédite), et les cartes de Pitcher et al. (1985) et Mukasa (1986). (1) : groupe Casma. (2) : super-unité Tiabaya. (3) : super-unité Santa Rosa. (4) : autres intrusifs crétacés-tertiaires. (5) : groupe Calipuy. (6) : intrusif miocène Surco. (7) : cheminée volcanique. (8) : dépôts quaternaires.

Enfin, des brèches et microbrèches volcaniques de la formation Río Blanco, appartenant au Groupe Calipuy dont l'âge est localement estimé entre 40 et 17 Ma (Mégard, 1978), ont été échantillonnées à deux reprises (PE107 et 108; Fig. III-9) sur le flanc NE peu incliné d'un synclinal de grand ampleur (synclinal de Río Blanco) situé au sud du village de Chicla à 3800 mètres d'altitude.

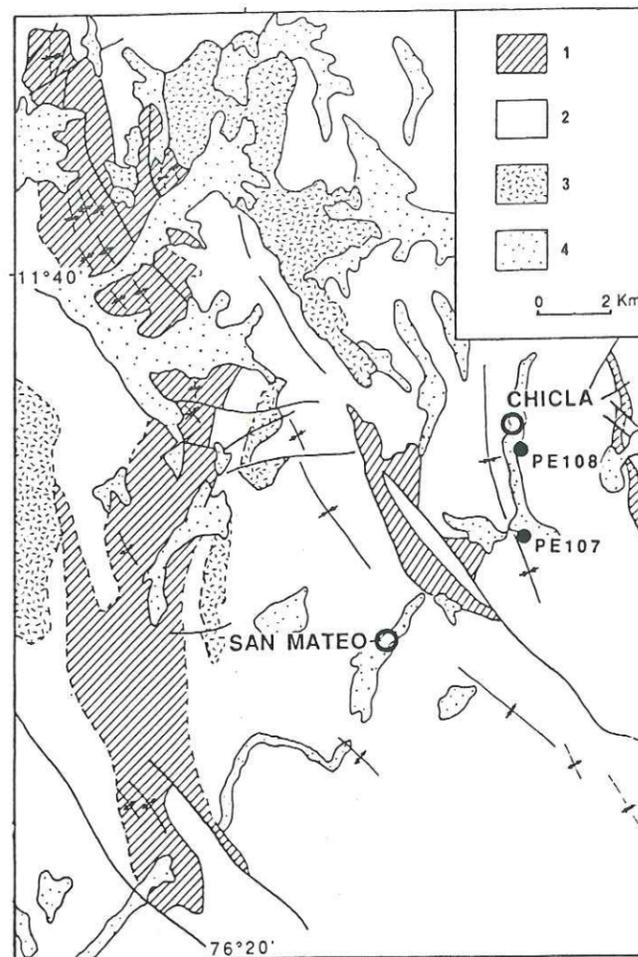


Figure III-9 : Carte géologique simplifiée de la région de la haute vallée du Rimac (secteur de San Mateo), d'après la feuille 1/100.000 de Matucana (Salazar, 1983). (1) : fms sédimentaires crétacées. (2) : groupe Calipuy. (3) : fms intrusives du Tertiaire. (4) : dépôts quaternaires.

b) - La région des hauts plateaux entre La Oroya et Estación Pachacayo.

Dans la zone des hauts plateaux, le long de la haute vallée du Río Mantaro entre La Oroya et Estación Pachacayo, affleurent des formations sédimentaires correspondant à des grès néocomiens, des séries carbonatées de l'Albien au Santonien et à des couches rouges du Santonien-Eocène supérieur. Ces formations ont été fortement plissées principalement lors de la phase tectonique incaïque (~40 Ma, Mégard, 1973; 1978; 1984) avec des axes de plis très réguliers de direction andine N150°E et des chevauchements à vergence SW. Nous avons échantillonné dans cette zone les séries calcaires de l'Albien inférieur au Turonien des formations Chulec, Pariatambo et Jumasha (Jaillard, 1987), le long

de la route qui borde le Río Mantaro (Fig. III-10).

Cinq sites, qui représentent 60 carottes ont été échantillonnés dans les séries carbonatées. Ils se répartissent de la manière suivante (Fig. III-10) :

- 1 site (PE112) dans les calcaires marneux de la Fm. Chulec d'âge albien inférieur (Jaillard, 1987);
- 3 sites (PE110, 111, et 113) dans les calcaires sombres, bitumineux de la Fm. Pariatambo d'âge albien moyen (Jaillard, 1987);
- 1 site (PE109) dans les calcaires gris clair de la formation Jumasha d'âge albien supérieur à turonien (Jaillard, 1986).

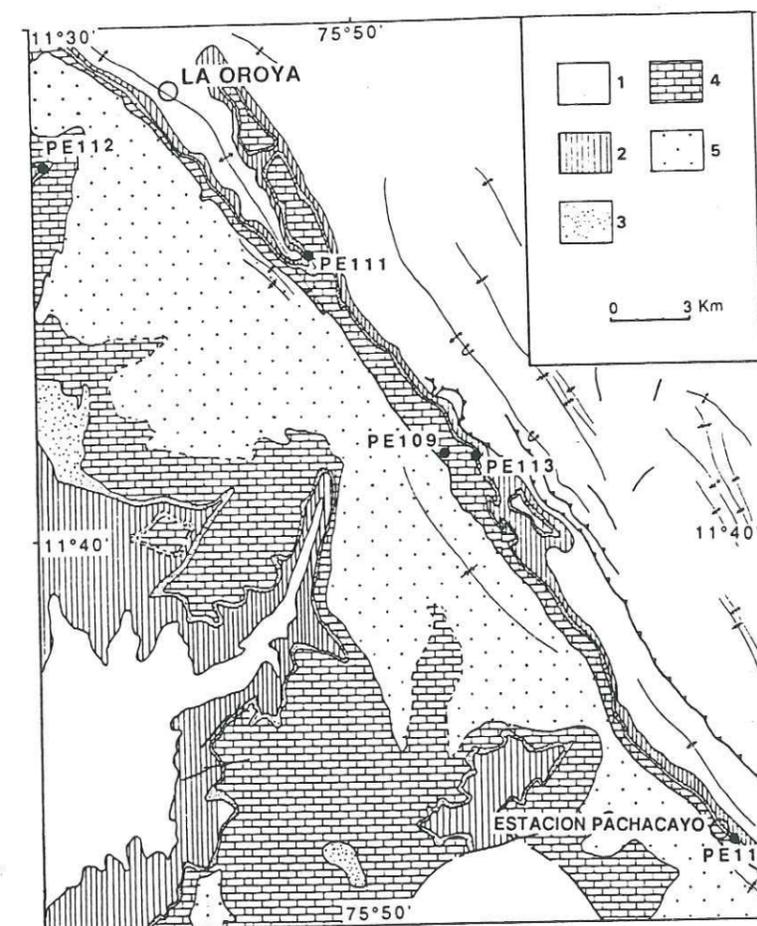


Figure III-10 : Carte géologique simplifiée de la région de La Oroya - Pachacayo, d'après la feuille 1/100.000 de La Oroya (Mégard, 1987) et la carte 1/500.000 de Mégard (1978). (1) : grès et calcaires pré-albiens. (2) : fm Chulec. (3) : fm. Pariatambo. (4) : fm. Jumasha. (5) : fms sédimentaires post-turonien.

1.3) - Echantillonnage dans la région de la vallée du Río Cañete et dans la bordure occidentale des hauts plateaux de la région de Chaucha (troisième transversale).

a) - Echantillonnage dans la basse vallée du Río Cañete : le batholite côtier.

Pour la description des sites d'échantillonnage, nous suivons une progression du SW vers le NE en remontant la basse vallée du Río Cañete (Fig. III-11).

Dans cette région affleurent les intrusifs des super-unités Tiabaya et Incahuasi d'âge crétacé supérieur et ceux de la super-unité Catahuasi d'âge oligocène terminal. Nous avons échantillonné deux sites dans la super-unité Tiabaya, datée radiométriquement plus au Sud dans la vallée du Pisco à 78 Ma (Mukasa, 1986) : un site de tonalites (PE150) et un autre site de granodiorites (PE151) respectivement situés au SW et au NE de Lunahuaná.

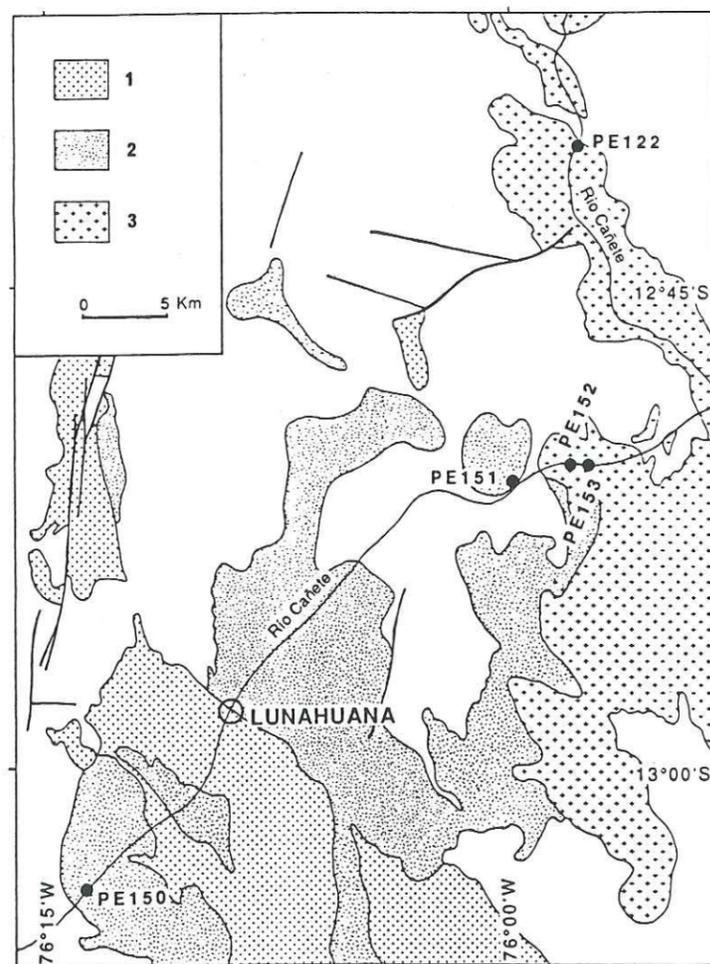


Figure III-11 : Carte d'affleurements du batholite côtier dans la basse vallée du Río Cañete, d'après Pitcher et al. (1985). (1): super-unité Incahuasi (2): super-unité Tiabaya (3): super-unité Catahuasi.

Au NE de Lunahuaná, nous avons également échantillonné deux sites de tonalites (PE152 et 153) et un site de monzogranites (PE122) de la super-unité Catahuasi datée à 24 Ma par Beckinsale et al. (1985).

En résumé un total de 5 sites représentant 46 carottes a été échantillonné dans la basse vallée du Río Cañete. Tous ces sites se situent en bordure de la route qui relie Cañete à Yauyos, qui suit la vallée du Cañete.

b) - Echantillonnage dans les régions de la vallée du Río Alis, Chaucha et au nord de Chaucha.

Dans la région de la vallée du Río Alis, située immédiatement à l'est de la haute vallée du Cañete, près des villages d'Alis et Yauricocha (Fig. III-12), des séries sédimentaires calcaires d'âge crétacé affleurent dans des plis de direction N150° généralement isoclinaux à flancs très redressés, avec des pendages allant de 60° à pratiquement 90°. Ces plis sont séparés par un système des failles normales

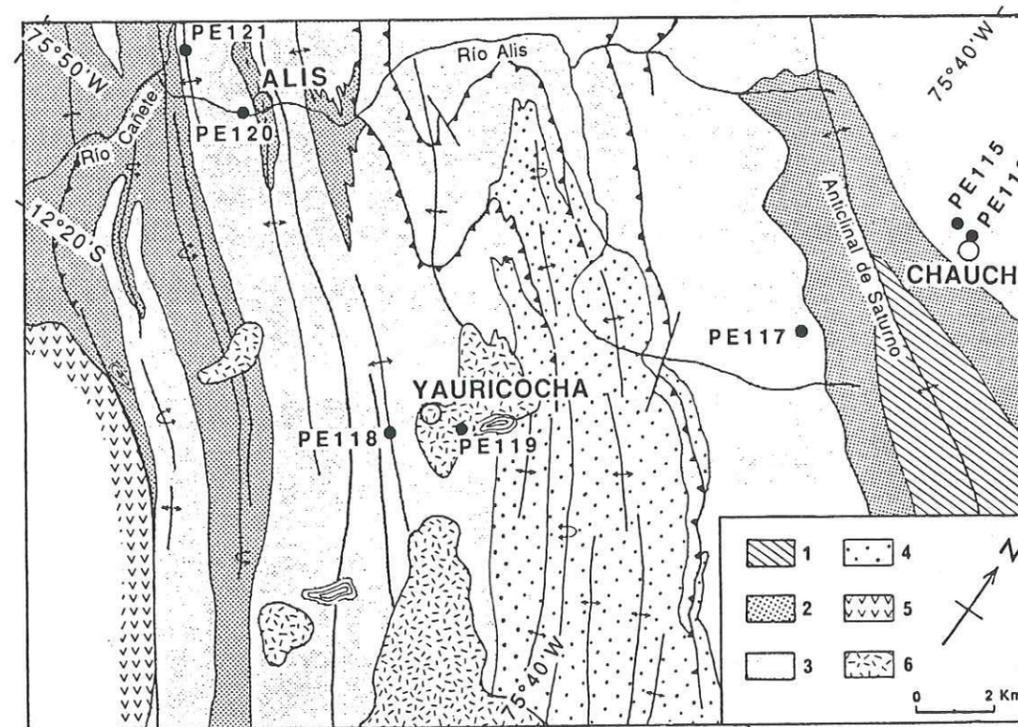


Figure III-12 : Carte géologique schématique de la vallée du Río Alis, d'après Mégard (1973). (1) : séries calcaires jurassiques. (2) : séries essentiellement terrigènes du Crétacé inférieur. (3) : séries carbonatées de l'Aptien supérieur au Santonien inférieur. (4) : Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. (5) : volcanites oligocènes et néogènes. (6) : stocks tonalitiques et dioritiques néogènes.

de direction andine à pendage inhabituel NE. Cependant, ces failles se redressent en profondeur et parviendrait même à atteindre le sens inverse en accord avec le système régional de failles (Angeles, 1987).

Nous avons échantillonné trois sites dans les affleurements de calcaires bitumineux en bancs pluridécimétriques à métriques d'âge albien de la formation Pariatambo : un site (PE120; Fig. III-12) sur le flanc SW d'un grand anticlinal dont l'axe passe par le village d'Alis, un deuxième site (PE121; Fig. III-12) sur le flanc SW d'un petit anticlinal à deux kilomètres environ au NW d'Alis, et enfin, un troisième site au SW de Yauricocha (PE118; Fig. III-12), sur le flanc SW d'un anticlinal érodé dont les flancs sont proches de la verticale.

Plus à l'Est, au nord de Yauricocha, ces séries calcaires plissées sont incorporées dans une succession de nappes à vergence E-NE, constituant un système de largeur plurikilométrique. Ces nappes continuent de se développer vers l'Est jusqu'à atteindre l'autochtone qui, dans cette zone, est représenté par l'anticlinal de Saturno. Ce large anticlinal qui aurait été formé au Miocène inférieur lors de la phase tectonique Quechua 1 (~18 Ma, Angeles, 1987) est constitué de séries calcaires jurassiques recouvertes par des grès néocomiens, puis par les formations calcaires datées de l'Aptien supérieur au Santonien. Nous avons échantillonné 3 sites dans les calcaires de la formation Pariatambo de l'Albien moyen sur les deux flancs de cet anticlinal (PE115 à 117; Fig. III-12), de manière à pouvoir procéder à un test du pli.

Dans la même région, le site PE119 (Fig. III-12) provient de l'intrusif de monzonite quartzifère de Yauricocha daté à 7 Ma par Giletti et Day (1968). Ce site montre des traces d'alteration hydrothermale (présence de chlorite et de séricite) assez importantes. Nous l'avons tout de même échantillonné, quelques carottes s'étant révélées au moment du forage plus "fraîches" que d'autres.

Enfin, nous avons conclu l'échantillonnage des séries carbonatées avec un site situé à une vingtaine de kilomètres au nord de Chaucha, sur les hauts plateaux dans la zone proche de la mine Gran Bretaña. Ce site (PE114; Fig. III-13) a été échantillonné dans des petits bancs décimétriques de la formation Pariatambo qui affleurent sur le flanc nord pratiquement vertical, voire inversé, d'un anticlinal de direction N115° vraisemblablement formé lors de la phase tectonique de l'Oligocène inférieur (Mégard, 1978).

En résumé, 87 carottes ont été prélevées sur 8 sites répartis depuis la vallée du Río Alis jusqu'aux régions de Yauricocha et de Chaucha.

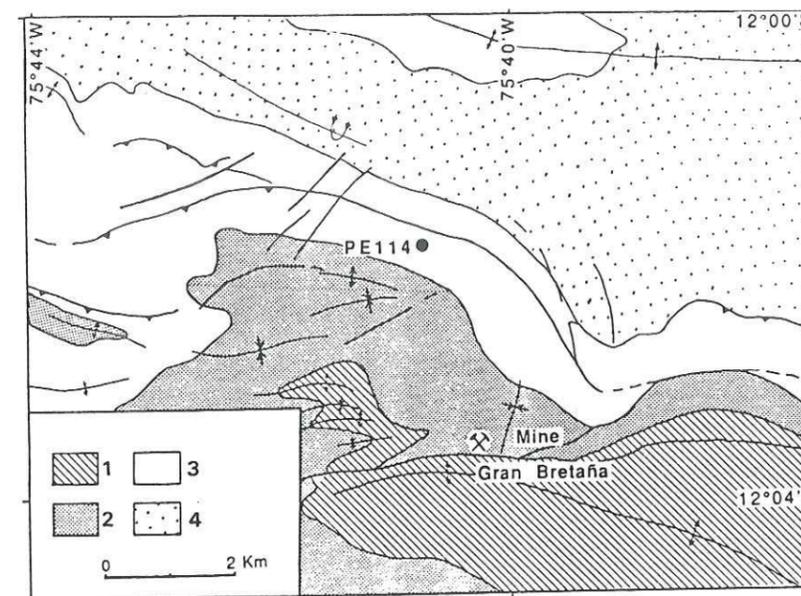


Figure III-13 : Carte géologique simplifiée du secteur de la mine Gran Bretaña (hauts plateaux au nord de Chaucha), d'après la feuille 1/100.000 de Yauyos (Mégard et Caldas, 1987) et la carte 1/500.000 de Mégard (1978). (1) : séries calcaires jurassiques. (2) : séries essentiellement terrigènes du Crétacé inférieur. (3) : séries carbonatées de l'Albien au Santonien inférieur. (4) : couches rouges du Crétacé terminal-Eocène.

1.4) - Echantillonnage dans la région de Nazca

Dans cette région, à l'est de la ville de Nazca, le batholite côtier recoupe des schistes et grès d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur. Ces formations sont partiellement recouvertes par les grès et conglomérats du membre inférieur du Groupe Nazca (d'âge probablement éocène), puis par les pyroclastites du membre supérieur du même groupe (d'âge miocène inférieur), (Noble et al., 1979).

Nous avons échantillonné dans des niveaux non déformés de tuffs siliceux appartenant au membre supérieur du Groupe Nazca, et distribués en au moins sept unités pyroclastiques mises en place entre 22 et 19 Ma (Bellon et Lefèvre, 1977; Noble et al., 1979). Cinq sites (PE204 à 208; Fig. III-14) ont été échantillonnés dans les environs du village de Villatambo situé à une trentaine de kilomètres à l'est de la ville de Nazca, sur la bordure de la route Nazca - Puquio. Au NW de Nazca, au milieu des dépôts quaternaires de la Pampa de Nazca, on peut observer des témoins érodés de l'épanchement de tuffs siliceux Nazca cité ci-dessus (Macharé, communication personnelle). Un dernier site (PE209) a été échantillonné dans un affleurement d'ignimbrimbrites disposées en

couches proches de l'horizontale. Ne disposant pas de carte géologique détaillée du secteur, nous préciseront seulement qu'il est situé à quelques 1500 mètres à l'ouest du Km 427 de la route Panamericana.

Nous avons, donc au total, échantillonné 6 sites (62 carottes) dans les tuffs siliceux du membre supérieur du Groupe Nazca.

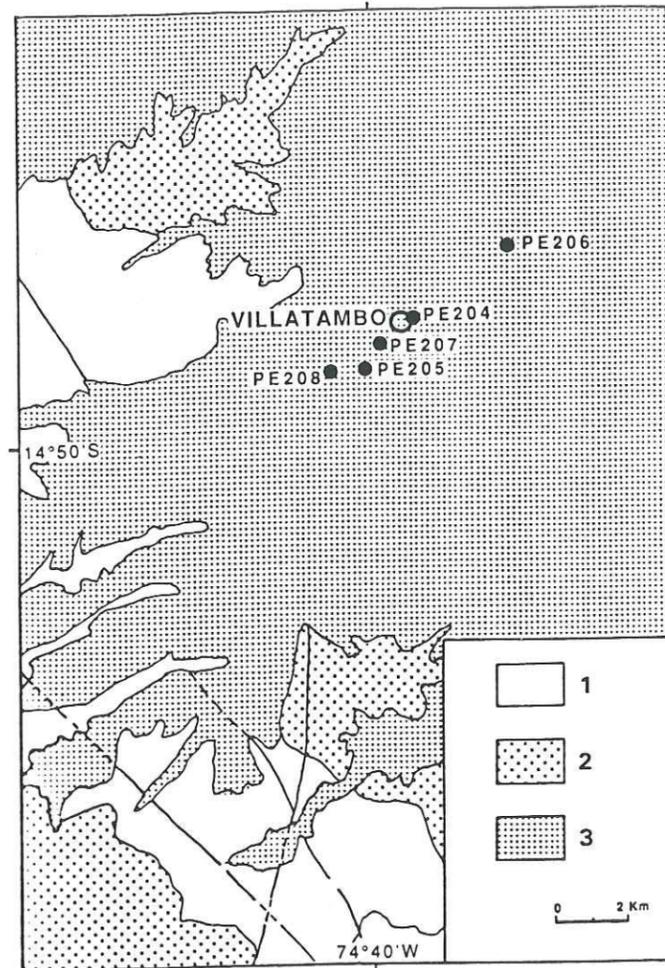


Figure III-14 : Carte géologique simplifiée de la zone de Villatambo (~30 Km à l'est de Nazca), d'après la feuille 1/100.000 de Nazca (Caldas, 1980). (1) : volcanosédiments du Jurassique supérieur. (2) : intrusifs de la super-unité Tiabaya. (3) : groupe Nazca.

2) Échantillonnage de la partie sud du Pérou (région des départements d'Arequipa et de Moquegua)

Nous allons décrire l'échantillonnage effectué dans la partie sud du Pérou suivant une progression du Nord vers le Sud et en présentant successivement les régions suivantes (Fig. III-15):

- la région de la basse vallée de Caravelí-Ocoña, entre 15,8° et 16,2° de latitude sud;
- la région d'Arequipa et de Puquina - Salinas, entre 16° et 16,6° de latitude sud;
- la région de Moquegua, entre 17° et 17,5° de latitude sud.

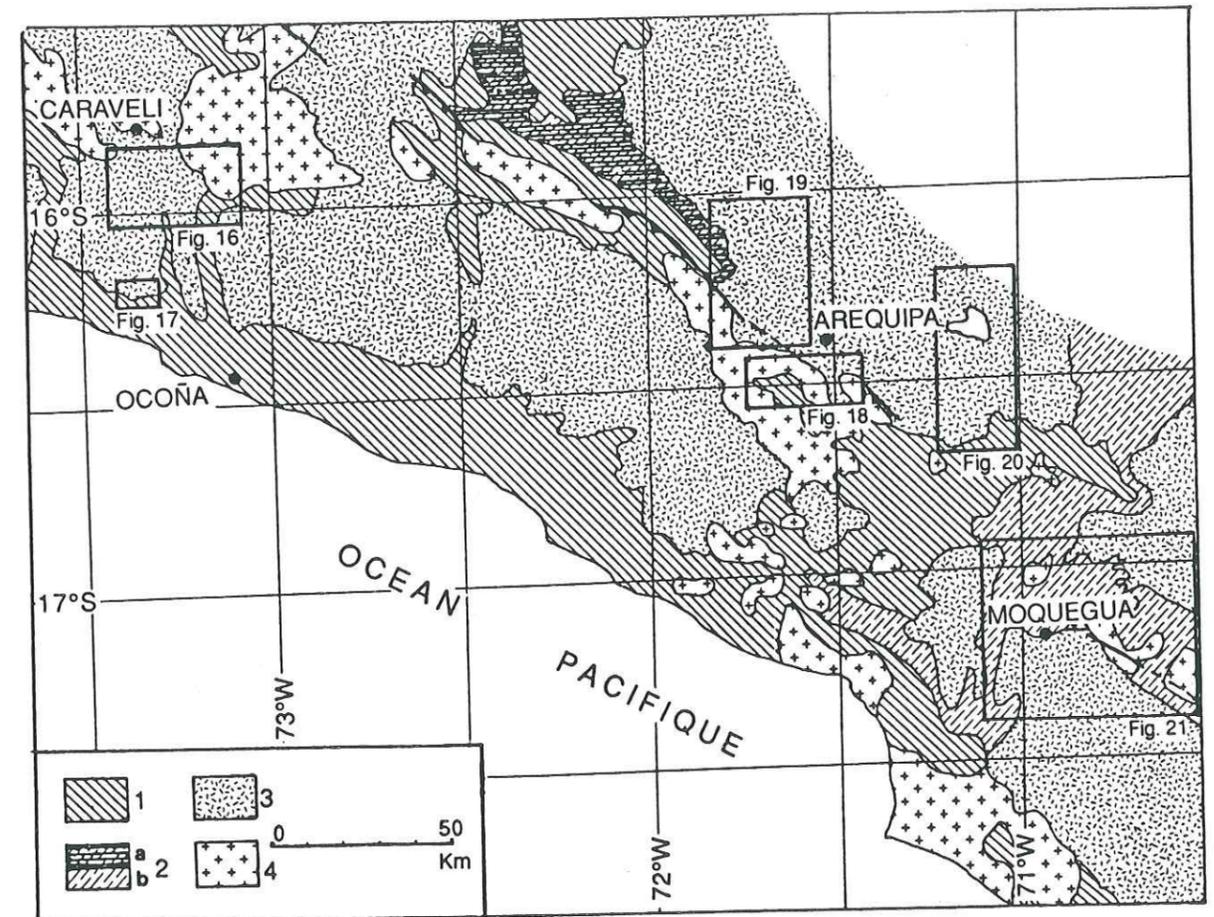


Figure III-15 : Carte générale permettant de localiser de façon schématique les régions étudiées dans la partie méridionale du Pérou. (1): Fms volcaniques et sédimentaires pré-néocomiens. (2) a: Grès, conglomérats et calcaires du Néocomien-Crétacé sup. b: volcanites Toquepala du Crétacé sup.-Paléocène. (3): Dépôts continentaux et volcaniques cénozoïques. (4): Batholite côtier.

2.1) - Echantillonnage dans la région de la basse vallée de Caravelí-Ocoña.

La région étudiée est comprise entre les villages d'Ocoña et de Caravelí. On y observe des affleurements de corps cristallins du Mésozoïque et du Précambrien (Mendivil et Castillo, 1960; Huamán, 1985), recouverts par des dépôts détritiques fins d'origine continentale et d'âge éocène terminal à oligocène inférieur. Ceux-ci sont à leur tour recouverts en discordance par une puissante série de dépôts clastiques appartenant à la formation Moquegua Supérieur, d'âge oligocène supérieur à miocène basal (Huamán, 1985; Sébrier et al., 1984, 1988), dans la partie supérieure de laquelle on peut observer des dépôts marins gréseux à bioclastes contenant à la base un niveau d'ignimbrites puis des intercalations de niveaux à fragments de pierre ponce. Ce niveau d'ignimbrites constitue un véritable "niveau repère" par sa coloration rose blanchâtre caractéristique. Nous avons échantillonné 1 site, situé au lieu dit Altos del Gramadal (PE201; Fig. III-16), dans ce niveau daté à 25 Ma par Noble et al. (1985) et cartographié comme "Ignimbrite V1" par Huamán (1985).

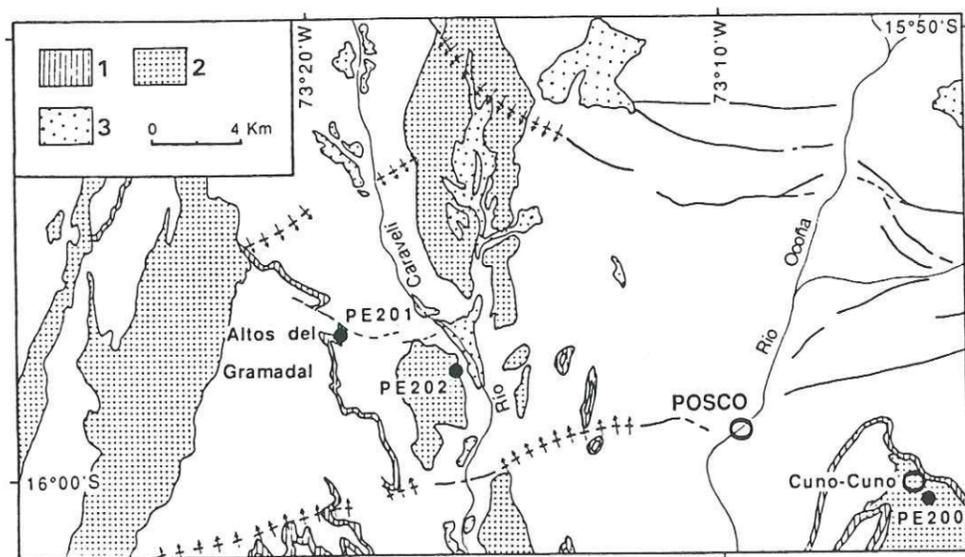


Figure III-16 : Carte d'affleurements ignimbritiques cénozoïques de la région de Posco, d'après Huamán (1985). (1) : ignimbrite V1 d'âge oligocène terminal. (2) : ignimbrite V2 ou fm Chuntacala d'âge miocène supérieur. (3) ignimbrite V3 d'âge pliocène.

Au dessus de la formation Moquegua reposent en discordance un ensemble d'épanchements ignimbritiques dénommé "Ignimbrites V2" ou formation Chuntacala, avec des épaisseurs variant entre 50 et 150 mètres et daté entre 10,8 et 8,7 Ma (Huamán, 1985). Ces dépôts affleurent largement sur les

plateaux. Trois sites ont été échantillonnés dans les ignimbrites V2 : le site PE200 situé à proximité de Cuno-Cuno (Fig. III-16), le site PE202 situé à l'ouest de Posco près du Río Caravelí (Fig. III-16), et enfin, le site PE203 situé plus au sud, en bordure de l'ancienne route Panamericana (Fig. III-17).

En résumé, 4 sites (51 carottes) ont été échantillonnés dans ces niveaux ignimbritiques.

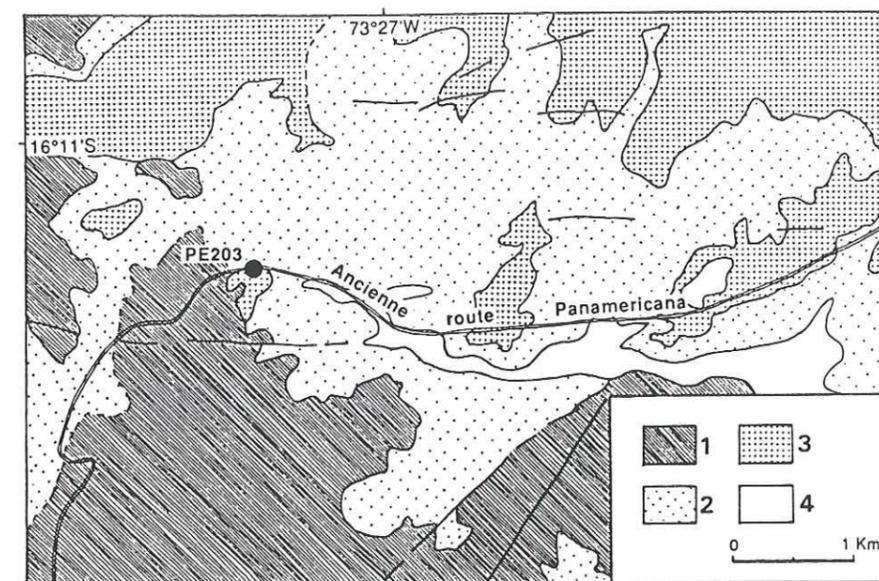


Figure III-17 : Carte géologique schématique autour du site PE203 (secteur au sud de Posco), d'après Huamán (1985). (1) : dépôts sédimentaires silico-clastiques du Paléozoïque supérieur. (2) : dépôts gréseux marins de l'Oligocène supérieur. (3) : ignimbrite V2 ou fm Chuntacala d'âge miocène supérieur. (4) : dépôts récents.

2.2) - Echantillonnage dans la région d'Arequipa et de Puquina - Salinas

a) - La région d'Arequipa.

Dans cette région, au SW de Huanca-Yura-Tiabaya-Characato (Fig. III-18 et III-19) affleurent essentiellement les séries magmatiques du batholite côtier intrudant les gneiss et schistes du socle précambrien. Nous avons réalisé l'échantillonnage parmi les intrusifs d'âge post-crétacé inférieur de ces séries et le long de la route Tiabaya - La Repartición - Uchumayo, ainsi que le long de celle de Characato - Puquina. Un site (PE186; Fig. III-18) a été échantillonné dans un affleurement dioritique d'âge crétacé supérieur à cénozoïque inférieur (García, 1968) au sud de Tiabaya. Deux autres sites de monzodiorite (PE187 et 188;

Fig. III-18) proviennent de la super-unité Linga Arequipa datée entre 62 et 70 Ma (Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986). Cinq sites (PE189, 190, et 197 à 199; Fig. III-18) ont été échantillonnés dans des monzotonalites de la même super-unité localement datée à 67 Ma (Mukasa, 1986) et sont situés en bordure de la route entre La Repartición et Uchumayo. Enfin, 2 sites de monzodiorites (PE 192 et 193; Fig III-18) situés au SE de Characato appartiennent à la super-unité Linga Yarabamba datée entre 62 et 67 Ma (Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986).

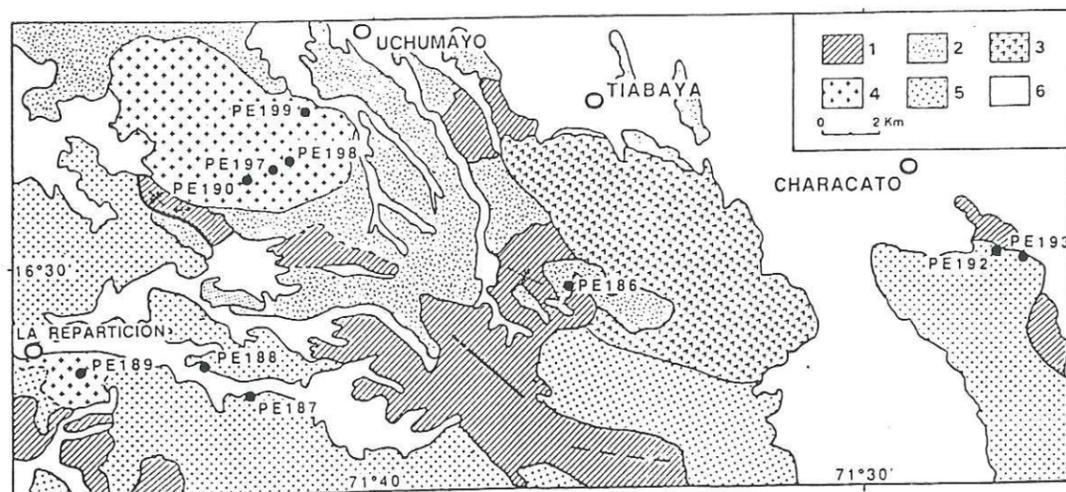


Figure III-18 : Carte géologique simplifiée de la région d'Arequipa entre La Repartición et Characato, d'après les feuilles 1/100.000 d'Arequipa (Vargas, 1970) et La Joya (García, 1968) et la carte 1/500.000 de Pitcher et al. (1985). (1) : fms pré-cénozoïques indifférenciées. (2) : intrusifs du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur. (3) : super-unité Tiabaya (tonalites). (4) : super-unité Linga Arequipa (monzotonalites). (5) : super-unités Linga Arequipa et Yarabamba (monzodiorites). (6) : fms plio-quadernaires.

Dans le secteur de Yura-Huanca (Fig. III-19) on peut observer des séries volcanoclastiques, des laves andésitiques, des grès, et des sédiments marins deltaïques d'âge jurassique, ainsi que des sédiments fluviatiles, des dépôts calcaires et évaporitiques d'âge crétacé (Vicente, 1989). Dans le secteur de Cincha, à quelques 12 kilomètres au NW de Yura on observe le chevauchement des schistes et des grès quartzeux d'âge jurassique supérieur sur les couches rouges d'âge néocomien-aptien. Ces chevauchements, qui plus à l'Ouest affectent le soubassement précambrien et sa couverture mésozoïque, appartiennent au système de nappes de Cincha - Lluta avec des déplacements minimaux de l'ordre de trente kilomètres (Vicente et al., 1979; Vicente, 1989) et mis en place probablement lors de la phase Péruvienne du Santonien (Mégard, 1987).

Dans cette même zone, on observe également des couches rouges d'âge éocène reposant sur les séries mésozoïques et recouvertes en discordance par les arénites, conglomérats et tuffs du Groupe Tacaza d'âge oligocène supérieur-miocène (Audebaud et al., 1976; Bellon et Lefèvre, 1976; Sébrier et al., 1988). Nous avons échantillonné 1 site (PE181; Fig. III-19) dans une couche de tuffs appartenant à ce groupe et qui affleure en bordure de la route Yura-Huanca.

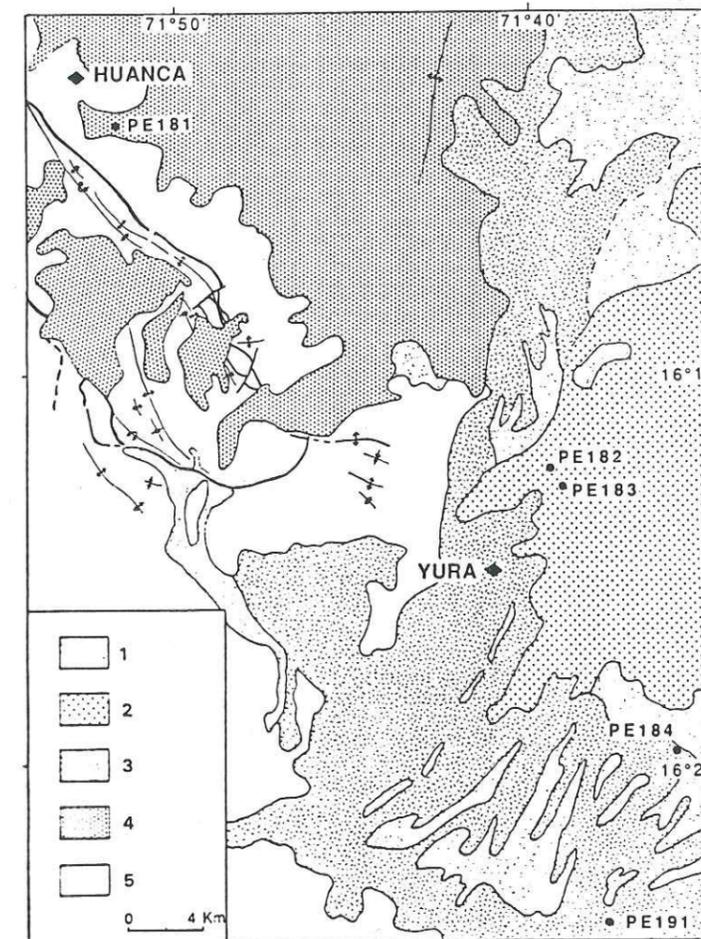


Figure III-19 : Carte géologique simplifiée de la région d'Arequipa (zone de Yura-Huanca), d'après la feuille 1/100.000 d'Arequipa (Vargas, 1970). (1) : dépôts récents. (2) : coulées andésitiques du groupe Barroso supérieur. (3) : ignimbrites rhyolitiques du groupe Barroso inférieur. (4) : formations volcano-sédimentaires du Groupe Tacaza. (5) fms pré-miocènes indifférenciées.

Enfin, des ignimbrites rhyolitiques et des laves andésitiques appartenant au Groupe Barroso d'âge miocène terminal-pleistocène (Vargas, 1970; Sébrier et al., 1984, 1988; Kaneoka et Guevara, 1984), recouvrent le secteur oriental de la

zone étudiée. Parmi les formations de ce groupe, les ignimbrites rhyolitiques des formations Sencca et Sillar d'Arequipa, considérées comme étant d'âge miocène terminal-pliocène (Sébrier et al., 1984, 1988) recouvrent d'amples surfaces au nord de Yura et surtout au SW de la route Arequipa-Yura. Nous avons échantillonné 2 sites (PE184 et 191; Fig. III-19) au SE de Yura (à l'est de la ville d'Arequipa), dans des ignimbrites blanchâtres de la formation Sillar d'Arequipa qui affleure dans des vallons creusés par l'érosion et pour laquelle un âge de 3.4 Ma a été attribué (Lefèvre, 1979). Deux autres sites (PE182 et 183; Fig. III-19) correspondent à des coulées de laves andésitiques de couleur gris foncé, émises par le volcan Chachani situé à une quinzaine de kilomètres au NE de Yura. Ils ont été échantillonnés en bordure de la route Yura-Puno qui les recoupe. Ces coulées ont été datées par Kaneoka et Guevara (1984) à 0.28 Ma, et font partie du Groupe Barroso.

En résumé un total de 15 sites (148 carottes) a été échantillonné dans la région d'Arequipa.

b) - La région de Puquina - Salinas.

Cette région est située à quelques 40 Km à l'est de la ville d'Arequipa. Dans ses secteurs nord et sud (Fig. III-20) on y observe quelques affleurements de formations sédimentaires correspondant à des schistes argileux et des grès quartzeux du Jurassique supérieur. Au NE du lac de Salinas ces formations sont recouvertes en discordance par des dépôts de grauweekes verts d'âge oligo-miocène (Guevara, 1969; Audebaud et al., 1976; Sébrier et al., 1983). Dans le secteur nord et sud on peut également observer quelques affleurements d'arénites, de conglomérats, de tufs dacitiques et de laves andésitiques et basaltiques appartenant au Groupe Tacaza d'âge oligocène supérieur-miocène (Audebaud et al., 1976; Bellon et Lefèvre, 1976; Sébrier et al., 1988). Nous avons échantillonné un site (PE185; Fig. III-20) dans un affleurement de laves andésitiques de la formation Llallahui localement datée à 16 Ma et appartenant au Groupe Tacaza (Guevara, 1968; Lefèvre, 1979; Vatin-Pérignon et al., 1982) et situé au NE du lac Salinas en bordure de la route Arequipa-Puno. Egalement, trois autres sites (PE194 à 196) provenant des niveaux de tufs à clastes intercalés dans des bancs de grès et appartenant au même groupe, ont été échantillonnés à Puquina. Deux d'entre eux (PE195 et 196) correspondent à des niveaux fins de tufs intercalés dans des grès et conglomérats. Nous les avons échantillonnés malgré la difficulté du

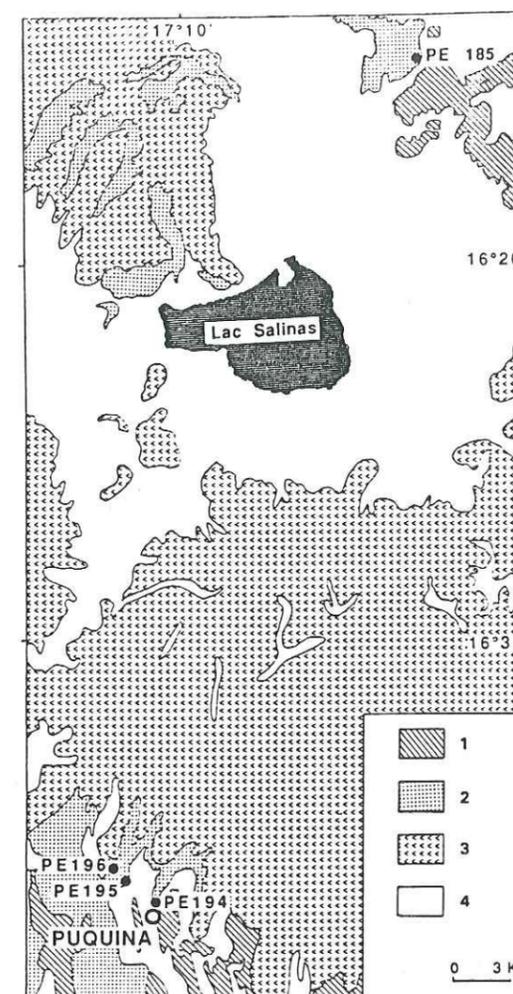


Figure III-20 : Carte géologique simplifiée de la région de Puquina-Salinas, d'après les feuilles 1/100.000 de Characato (Guevara, 1969) et de Puquina (García, 1978). (1) : fm sédimentaires et volcaniques mésozoïques et paléogènes. (2): Groupe Tacaza. (3): Groupe Barroso. (4): fms quaternaires.

prélèvement à cause de l'hétérogénéité de la taille de grains dans les niveaux tuffacés de faible épaisseur.

Nous avons donc *au total*, échantillonné 4 sites (42 carottes) dans les laves et tufs du Groupe Tacaza dans la région de Puquina-Salinas.

2.3) - Echantillonnage dans la région de Moquegua

Dans cette région les roches affleurantes les plus anciennes sont représentées par les témoins d'un arc magmatique érodé d'âge crétacé supérieur-

paléogène. Ces roches affleurent principalement au nord de Moquegua et aux alentours de Toquepala et Quellaveco (Fig. III-21). Il s'agit des volcanites rhyolitiques et andésitiques du Groupe Toquepala datées radiométriquement entre 70 et 59 Ma (James et al., 1975; Bellon et Lèfevre, 1976; Lèfevre, 1979; Vatin-Pérignon et al., 1982) que nous avons échantillonnées à 12 reprises (Fig. III-21). Ainsi, 2 sites de rhyolites très compactes (PE158 et 159) ont été échantillonnés au SW de Moquegua en bordure de la route vers Tacna; 2 sites de rhyolites et 3 d'andésites (PE154, 156 et PE155, 157, 180, respectivement) ont été prélevés en bordure d'une petite route utilisée pour l'entretien des lignes à haute tension et qui part de Moquegua en direction du NW vers la vallée du Río Tambo; 3 sites de rhyolites (PE160, 161 et 176) sont situés entre Moquegua et Cuacone; et, enfin, 2 autres sites de rhyolites (PE165 et 166) ont été prélevés à quelques kilomètres au SE de Quellaveco.

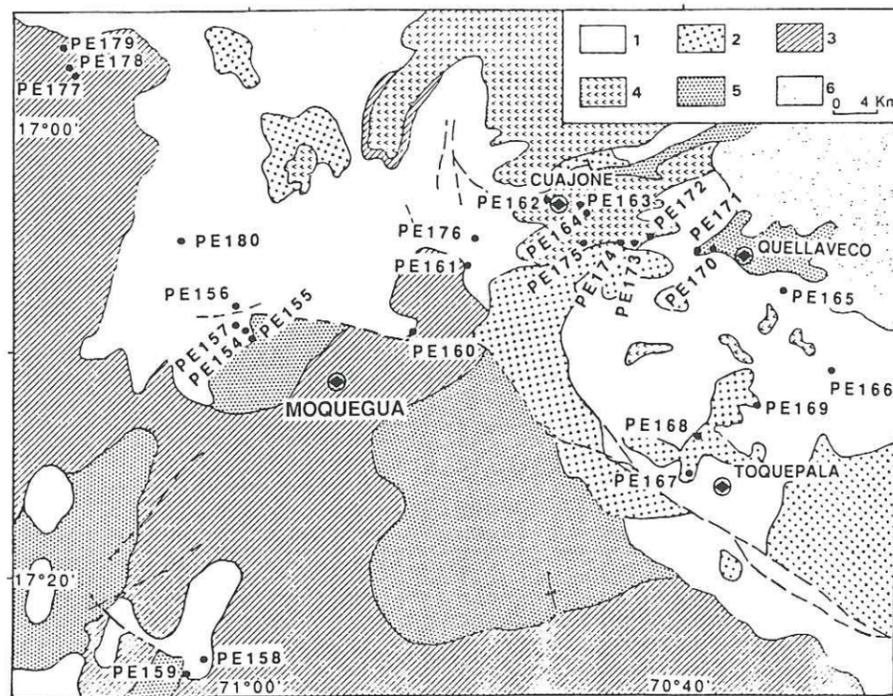


Figure III-21 : Carte géologique simplifiée de la région de Moquegua, d'après les feuilles 1/100.000 de Moquegua (Bellido, 1979), de Clesesí (Bellido et Guevara, 1963) et de Puquina (García, 1968), modifiées pour cette zone d'après les données radiométriques de Tosdal et al. (1981). (1): Groupe Toquepala. (2): intrusifs paléocènes; (3): fm Moquegua. (4): fm Huaylillas. (5): fm Chuntacala. (6): formations volcano-sédimentaires d'âge miocène terminal à quaternaire.

Les volcanites Toquepala sont recouvertes en discordance par une série de dépôts continentaux clastiques à intercalations d'évaporites (Fm. Moquegua Inférieur d'âge éocène terminal à oligocène inférieur; Bellido, 1979; Tosdal et al., 1981; Sébrier et al., 1988), puis par des dépôts conglomératiques et gréseux (Fm. Moquegua Supérieur d'âge oligocène supérieur à miocène basal; Bellido, 1979; Tosdal et al., 1981; Sébrier et al., 1988). Près de la partie sommitale de ce membre supérieur, plusieurs couches ignimbritiques de quelques mètres d'épaisseur sont intercalées dans les grès et conglomérats (Sébrier et al., 1979; Tosdal et al., 1981). Ces niveaux ignimbritiques ont été datés radiométriquement par Tosdal et al. (1981) entre 25 et 23 Ma près de Moquegua. Nous avons échantillonné 3 sites de tufs compacts (PE177 à 179; Fig. III-21) dans deux de ces niveaux qui affleurent à quelque 40 Km au NW de Moquegua, en bordure de la petite route qui part en direction de la vallée du Tambo citée ci-dessus.

Aux alentours de Cuacone affleurent deux coulées d'ignimbrites rhyodacitiques datées entre 23 et 18 Ma par Tosdal et al. (1981) et appartenant à la formation Huaylillas du Miocène inférieur (Sébrier, 1987; Sébrier et al., 1988) qui recouvre les roches du Groupe Moquegua. Nous avons échantillonné 7 sites (PE162 à 164, et PE172 à 175; Fig. III-22) dans ces coulées en bordure de la route Cuacone-Quellaveco.

Les coulées d'ignimbrites rhyodacitiques intercalées dans les sédiments clastiques de la formation Chuntacala d'âge miocène moyen (Tosdal et al., 1981; Sébrier et al., 1988) ont été échantillonnées dans le secteur proche de Quellaveco (Fig. III-21) où elles ont été datées entre 13 et 9.5 Ma par Tosdal et al. (1981). Nous avons prélevé deux sites (PE170 et 171; Fig. III-21) à l'ouest de Quellaveco.

Enfin, 3 sites (PE167 à 169; Fig. III-21) ont été échantillonnés dans les environs de Toquepala en bordure de la route à Quellaveco, dans les intrusifs granodioritiques de la super-unité Linga Yarabamba datée à 61 Ma (Beckinsale et al., 1985).

En résumé, 276 carottes ont été prélevées sur 27 sites répartis dans la région de Moquegua.

Conclusion

C'est donc l'étude de 1247 carottes provenant de 120 sites, résumés dans les tableaux III-A et III-B, repartis sur une étendue géographique de quelques 1100 km du Nord au Sud qui est à la base de mon travail de thèse.

TABLEAU III-A. Localisation des sites échantillonnés dans la région central du Pérou.

Site	Lithologie	Coordonnées du site		Figure
		Latitude S	Longitude W	
PE99	granodiorite Santa Rosa	11°57'00"	76°44'30"	III-8
PE100	granodiorite Tiabaya	11°55'00"	76°37'30"	III-8
PE101	granodiorite Tiabaya	11°54'15"	76°35'45"	III-8
PE102	lave Casma	11°53'45"	76°31'00"	III-8
PE103	brèche Casma	11°53'35"	76°29'30"	III-8
PE104	granite Surco	11°52'56"	76°28'13"	III-8
PE105	rhyolite	11°52'56"	76°28'34"	III-8
PE106	granite Surco	11°52'46"	76°26'40"	III-8
PE107	brèche Calipuy	11°43'38"	76°15'52"	III-9
PE108	brèche Calipuy	11°42'33"	76°15'58"	III-9
PE109	calcaire Jumasha	11°38'30"	75°48'24"	III-10
PE110	calcaire Pariatambo	11°46'15"	75°42'33"	III-10
PE111	calcaire Pariatambo	11°34'34"	75°50'45"	III-10
PE112	calcaire Chulec	11°32'33"	75°55'42"	III-10
PE113	calcaire Pariatambo	11°38'38"	75°47'46"	III-10
PE114	calcaire Pariatambo	12°01'47"	75°40'42"	III-13
PE115	calcaire Pariatambo	12°13'15"	75°37'49"	III-12
PE116	calcaire Pariatambo	12°13'06"	75°37'59"	III-12
PE117	calcaire Pariatambo	12°14'50"	75°38'02"	III-12
PE118	calcaire Pariatambo	12°19'11"	75°43'40"	III-12
PE119	monzonite Yauricocha	12°18'58"	75°42'33"	III-12
PE120	calcaire Pariatambo	12°17'04"	75°47'10"	III-12
PE121	calcaire Pariatambo	12°16'37"	75°48'09"	III-12
PE122	monzogranite Catahuasi	12°40'00"	75°57'30"	III-11
PE123	lave Casma	11°13'01"	77°37'19"	III-3
PE124	lave Casma	11°13'40"	77°37'58"	III-3
PE125	brèche Casma	11°09'24"	77°35'27"	III-3
PE126	lave Casma	11°07'56"	77°35'39"	III-3
PE127	diorite Patap	11°01'57"	77°29'33"	III-3
PE128	tonalite Santa Rosa	11°04'35"	77°28'44"	III-3
PE129	tonalite Santa Rosa	11°02'48"	77°28'44"	III-3
PE130	lave Casma	11°02'03"	77°30'56"	III-3
PE131	granodiorite Humaya	11°05'21"	77°24'47"	III-3
PE132	monzogranite Sayán	11°08'12"	77°16'02"	III-4
PE133	calcaire Jumasha	10°35'58"	76°30'13"	III-6
PE134	calcaire Celendín	10°36'16"	76°30'56"	III-6
PE135	calcaire Jumasha	10°38'48"	76°41'14"	III-6

(suite du tableau à la page suivante)

Tableau III-A (suite)

PE136	calcaire Pariatambo	10°42'27"	76°50'00"	III-5
PE137	calcaire Pariatambo	10°41'21"	76°49'35"	III-5
PE138	calcaire Pariahuanca	10°40'05"	76°44'58"	III-6
PE139	tonalite Churín E	10°42'45"	76°50'19"	III-5
PE140	tonalite Churín W	10°51'08"	76°55'29"	III-5
PE141	lave Casma	10°53'57"	76°59'04"	III-4
PE142	lave Casma	10°54'24"	76°59'24"	III-4
PE143	monzogranite Sayán	11°02'28"	77°06'48"	III-4
PE144	monzogranite Sayán	11°02'48"	77°07'05"	III-4
PE145	pillow lava Casma	10°23'42"	78°00'03"	III-2
PE146	pillow lava Casma	10°21'05"	78°02'17"	III-2
PE147	lave Casma	10°39'24"	77°48'41"	III-2
PE148	lave Casma	10°24'36"	77°57'42"	III-2
PE149	lave Casma	10°24'36"	77°57'41"	III-2
PE150	tonalite Tiabaya	13°03'36"	76°13'02"	III-11
PE151	granodiorite Tiabaya	12°48'00"	75°59'30"	III-11
PE152	tonalite Catahuasi	12°49'14"	75°58'00"	III-11
PE153	tonalite Catahuasi	12°49'20"	75°57'13"	III-11
PE204	tuf Nazca	14°48'00"	74°39'20"	III-14
PE205	tuf Nazca	14°48'50"	74°39'55"	III-14
PE206	tuf Nazca	14°47'00"	74°38'00"	III-14
PE207	tuf Nazca	14°48'30"	74°39'50"	III-14
PE208	tuf Nazca	14°49'00"	74°40'30"	III-14
PE209	tuf Nazca	14°44' --	75°04' --	
PE210	granite Acos	11°15'40"	76°46'00"	III-7
PE211	granite Acos	11°15'50"	76°46'30"	III-7
PE212	granite Acos	11°15'20"	76°50'20"	III-7
PE213	granite Acos	11°15'40"	76°49'15"	III-7
PE214	tuf Calipuy	12°08'30"	76°33'30"	III-8
PE215	tuf Calipuy	12°09'00"	76°32'00"	III-8
PE216	tuf Calipuy	12°08'55"	76°33'30"	III-8
PE217	dyke dioritique	11°55'00"	76°34'00"	III-8
PE218	dyke dioritique	11°54'55"	74°34'30"	III-8

TABLEAU III-B. Localisation des sites échantillonnés dans la région Sud du Pérou.

Site	Lithologie	Coordonnées du site		Figure
		Latitude S	Longitude W	
PE154	rhyolite Toquepala	17°09'00"	71°00'13"	III-21
PE155	andésite Toquepala	17°09'51"	70°59'41"	III-21
PE156	rhyolite Toquepala	17°07'47"	71°00'39"	III-21
PE157	andésite Toquepala	17°08'47"	71°00'44"	III-21
PE158	rhyolite Toquepala	17°23'44"	71°02'04"	III-21
PE159	rhyolite Toquepala	17°24'25"	71°02'43"	III-21
PE160	rhyolite Toquepala	17°09'11"	70°51'43"	III-21
PE161	rhyolite Toquepala	17°06'12"	70°50'27"	III-21
PE162	ignimbrite Huaylillas	17°03'27"	70°46'07"	III-21
PE163	ignimbrite Huaylillas	17°03'34"	70°44'36"	III-21
PE164	ignimbrite Huaylillas	17°03'56"	70°44'22"	III-21
PE165	rhyolite Toquepala	17°07'27"	70°35'34"	III-21
PE166	rhyolite Toquepala	17°11'09"	70°33'03"	III-21
PE167	granodiorite Linga Yarab.	17°15'42"	70°39'33"	III-21
PE168	granodiorite Linga Yarab.	17°14'04"	70°39'06"	III-21
PE169	granodiorite Linga Yarab.	17°12'40"	70°36'23"	III-21
PE170	ignimbrite Chuntacala	17°05'46"	70°38'49"	III-21
PE171	ignimbrite Chuntacala	17°05'36"	70°39'18"	III-21
PE172	ignimbrite Huaylillas	17°05'11"	70°41'27"	III-21
PE173	ignimbrite Huaylillas	17°05'21"	70°42'08"	III-21
PE174	ignimbrite Huaylillas	17°05'21"	70°42'53"	III-21
PE175	ignimbrite Huaylillas	17°05'22"	70°44'26"	III-21
PE176	rhyolite Toquepala	17°05'08"	70°49'40"	III-21
PE177	tuf Moquegua Sup.	16°57'52"	71°07'27"	III-21
PE178	tuf Moquegua Sup.	16°57'29"	71°07'39"	III-21
PE179	tuf Moquegua Sup.	16°56'40"	71°07'58"	III-21
PE180	andésite Toquepala	17°05'22"	71°03'03"	III-21
PE181	tuf Tacaza	16°03'00"	71°51'32"	III-19
PE182	andésites Barroso	16°12'09"	71°39'05"	III-19
PE183	andésites Barroso	16°12'28"	71°38'56"	III-19
PE184	ignimbrites Sillar	16°19'51"	71°35'26"	III-19
PE185	andésite Tacaza	16°14'40"	71°03'30"	III-20
PE186	diorite	16°30' --	71°36' --	III-18
PE187	monzodiorite Linga Areq.	16°32'26"	71°42'34"	III-18
PE188	monzodiorite Linga Areq.	16°31'07"	71°43'27"	III-18
PE189	monzotonalite Linga Are.	16°31'36"	71°46'03"	III-18
PE190	monzotonalite Linga Are.	16°28'16"	71°42'22"	III-18
PE191	ignimbrites Sillar	16°24'15"	71°37'04"	III-19
PE192	monzodiorite Linga Yara.	16°29'48"	71°27'15"	III-18
PE193	monzodiorite Linga Yara.	16°30'00"	71°26'25"	III-18
PE194	tuf Tacaza	16°36'50"	71°10'47"	III-20
PE195	tuf Tacaza	16°36'14"	71°11'38"	III-20
PE196	tuf Tacaza	16°36'12"	71°12'05"	III-20
PE197	monzotonalite Linga Are.	16°28'08"	71°41'57"	III-18
PE198	monzotonalite Linga Are.	16°27'53"	71°41'36"	III-18
PE199	monzotonalite Linga Are.	16°27'04"	71°41'20"	III-18
PE200	ignimbrite "V2" (Chuntac)	16°00'09"	73°05'11"	III-16
PE201	ignimbrites "V1"	15°56'24"	73°19'24"	III-16
PE202	ignimbrite "V2" (Chuntac)	15°57'39"	73°16'26"	III-16
PE203	ignimbrite "V2" (Chuntac)	16°11'37"	73°27'41"	III-17

CHAPITRE IV - CARACTERISTIQUES MAGNETIQUES DES ROCHES ETUDIEES.

I - Introduction.

II - Propriétés magnétiques des formations sédimentaires du Pérou Central.

1) - Détermination de la minéralogie magnétique.

- a) - *Méthodologie.*
- b) - *Les courbes d'acquisition de l'ARI et la destruction de l'ARI à saturation.*
- c) - *Les cycles d'hystérésis.*

2) - Résultats des désaimantations.

- a) - *Les mesures de susceptibilité magnétique.*
- b) - *Identification des différentes composantes de l'aimantation naturelle.*
- c) - *Tests de précocité.*
- d) - *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques des formations calcaires du Pérou central.*

III - Propriétés magnétiques des formations magmatiques (intrusives et volcaniques) du centre et du sud du Pérou.

1) - Propriétés magnétiques des séries intrusives du centre et du sud du Pérou.

- a) *Données sur la minéralogie magnétique.*
 - *Les courbes d'acquisition et de destruction de l'ARI à saturation.*
 - *Les courbes thermomagnétiques.*
 - *Les cycles d'hystérésis et les paramètres d'hystérésis.*
- b) *Résultats des désaimantations.*
- c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques et sur les directions moyennes des formations intrusives crétacées et cénozoïques.*

3) Les formations volcaniques crétacées et cénozoïques du centre et du sud du Pérou.

3.1) Le Groupe Casma.

a) *Minéralogie magnétique.*

- *Les courbes thermomagnétiques.*
- *Les courbes d'acquisition de l'ARI.*

CARACTERISTIQUES MAGNETIQUES DES ROCHES ETUDIEES

- b) *Résultats des désaimantations.*
- c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques et directionnelles du groupe Casma.*

3.2) Le groupe Toquepala.

- a) *Minéralogie magnétique.*
- b) *Résultats des désaimantations.*
- c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Toquepala.*

3.3) Le Groupe Calipuy.

- a) *Minéralogie magnétique.*
- b) *Résultats des désaimantations.*
- c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Calipuy.*

3.4) Le Groupe Nazca.

- a) *Minéralogie magnétique.*
- b) *Résultats des désaimantations.*
- c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Nazca.*

3.5) Les formations Huaylillas, Moquegua supérieur et Tacaza de l'Oligo-Miocène.

- a) *Minéralogie magnétique.*
- b) *Résultats des désaimantations.*
- c) *Méthodes complémentaires : l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM).*

3.6) Les formations volcaniques du Miocène moyen-Pliocène du Sud du Pérou.

- a) *Minéralogie magnétique.*
- b) *Résultats des désaimantations.*

3.7) Les dykes de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur et du Miocène terminal du Centre du Pérou.

- a) *Minéralogie magnétique.*
- b) *Résultats des désaimantations.*
- c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques des dykes du centre du Pérou.*

I - Introduction.

L'utilisation du paléomagnétisme à des fins géodynamiques repose sur la détermination de la direction de l'aimantation primaire d'échantillons prélevés dans des formations géologiques appartenant à l'unité tectonique dont on souhaite reconstituer les déplacements au cours du temps. L'étude en laboratoire par désaimantation progressive des échantillons permet en principe d'isoler la composante stable de l'aimantation sans toutefois que le caractère primaire ou secondaire de cette composante puisse être directement établi avec certitude. Il est par conséquent nécessaire, pour confirmer la précocité de l'aimantation isolée, d'employer tout un éventail d'analyses complémentaires alliant les déterminations de minéralogie magnétique aux tests de terrain.

Les minéraux magnétiques que l'on rencontre le plus fréquemment dans les roches sont les oxydes magnétiques (titanomagnétites et hématite) et, surtout dans les roches sédimentaires, les sulfures magnétiques.

- Les titanomagnétites sont assez fréquentes dans toutes les roches et leur présence est généralement considérée comme un argument en faveur d'une origine primaire de l'aimantation. Il faut toutefois garder à l'esprit que les titanomagnétites peuvent avoir aussi une origine secondaire (par transformation de sulfures par exemple) et être porteuses d'une aimantation rémanente chimique ou cristalline (ARC). La présence de titanomagnétites, comme constituant naturel de la minéralogie magnétique des roches a pu être décelée dans la majorité des cas que nous avons étudiés. Cependant, dans certains cas, surtout dans les roches sédimentaires, les titanomagnétites semblent être des minéraux néoformés au cours des traitements thermiques du fait d'une transformation des sulfures originels (magnétiques ou non) instables au delà de 400°C.

- La présence d'hématite dans les laves peut tout simplement indiquer que la lave s'est refroidie en milieu oxydant (à l'air). Elle est alors d'origine primaire. Dans les sédiments, le cas est plus complexe car l'hématite peut avoir une origine primaire ou secondaire. Dans certains sédiments détritiques déposés sous certaines

conditions climatiques particulières (latérites, bauxites, séries rouges des climats tropicaux et sub-tropicaux) l'hématite peut avoir une origine primaire. Son origine est toutefois le plus souvent secondaire et résulte de l'altération du sédiment en milieu oxydant sous l'effet des agents météoriques ou des circulations de fluides. Pour ces raisons, la présence d'hématite dans les sédiments (souvent manifestée par une pigmentation rougeâtre ou de couleur rouille) est souvent considérée comme indicatrice de la présence d'une aimantation secondaire telle que l'ARC. Toutefois ce point reste à tester par des méthodes magnétiques de laboratoire. De telles séries rouges abondent par exemple dans le Crétacé supérieur-Eocène (Formation Casapalca) du centre du Pérou et dans le Paléogène (Formation Tiawanacu) de l'altiplano bolivien. Pour les raisons invoquées ci-dessus, nous avons préféré éviter ce type de formations lors de l'échantillonnage et axer nos prélèvements sur des séries sédimentaires visuellement non altérées, c'est-à-dire sur les formations calcaires grises à gris-noir du Crétacé également abondantes dans le Pérou Central.

Toutefois, malgré ces précautions, il s'est avéré lors des analyses présentées ci-après que certaines de ces formations en apparence non-altérées comportaient une fraction non négligeable d'hématite à l'origine de comportements directionnels complexes lors des désaimantations ou de la présence de composantes d'aimantation multiples. Cette hématite résulte vraisemblablement d'un début d'altération du sédiment qui était indécélable macroscopiquement.

Une dernière famille de minéraux magnétiques présents surtout dans les roches sédimentaires sont les sulfures magnétiques (pyrrhotite, greigite etc.). Leur contribution à l'aimantation mesurée peut être très importante puisque ces minéraux peuvent constituer l'essentiel de la minéralogie magnétique de certaines roches sédimentaires développées en milieu réducteur (sédiments peu oxygénés ou anoxiques). Ils sont fréquemment associés à des sulfures non magnétiques dont le plus courant est la pyrite. Les sulfures magnétiques peuvent avoir une origine primaire et avoir été émis par l'hydrothermalisme sous-marin ou bien avoir été synthétisés par des bactéries en milieu anaérobie (sédiments riches en matière organique), et ce à différents stades de la diagenèse. De plus, leur sensibilité aux conditions oxydo-réductrices imposées au milieu sédimentaire en font des minéraux instables lors des processus diagénétiques, dès lors que l'environnement réducteur nécessaire à leur préservation est perturbé. Bien qu'ils puissent avoir une origine très précoce (Tric et al., 1991), il est donc souvent difficile d'attribuer une origine primaire ou secondaire aux sulfures magnétiques. De tels sulfures ont été mis en évidence par P. Mitouard (1991) sur la formation

albiennaise Pariatambo dans le Nord du Pérou, en association avec de la magnétite. Dans ce type de sédiments, riche en matière organique, il est vraisemblable que l'apparition des sulfures soit un phénomène précoce c'est-à-dire contemporain de la lithification de la roche. La préservation de la matière organique est également indicatrice du maintien des conditions réductrices au cours de l'histoire diagénétique et donc de conditions favorables à la préservation du signal magnétique originel.

Outre les oxydes et les sulfures magnétiques, citons également la goethite (FeOOH) qui est un hydroxyde de fer magnétique généralement considéré dans les sédiments comme un minéral d'altération, c'est-à-dire porteur d'une aimantation secondaire (ARC). Ce type de minéral n'a pas été rencontré dans les séries que nous avons étudiées.

En plus des critères d'ordre minéralogiques décrits précédemment, il existe des tests qui permettent de conforter le caractère primaire des aimantations caractéristiques mises en évidence au niveau de chaque site. Les principaux tests sont le test des inversions et le test du pli. Le test des inversions s'applique pour des sites avec une relation stratigraphique claire où des aimantations de polarité différente sont en présence. Le parfait antiparallelisme des directions normales et inverses témoigne d'une part d'un "nettoyage magnétique" efficace et d'autre part d'une bonne stabilité de l'aimantation mesurée au cours des temps géologiques. Le test du pli consiste quant à lui, à comparer les directions d'aimantation obtenues sur les deux flancs d'une structure. Si l'aimantation primaire de la roche est restée stable depuis le dépôt, les directions seront cohérentes entre elles après correction du pendage et incohérentes avant. Une réaimantation syn- ou post-plissement se traduira par une dispersion plus grande des données après correction de pendage. On peut donc déduire de ce test l'âge relatif de l'aimantation observée par rapport à l'âge du plissement. Ce test peut être élargi à une région, même quand il n'y a pas de structure nette car, suivant le même principe, on peut comparer toutes les directions moyennes observées dans une région à partir de différents sites caractérisés par des corrections tectoniques diverses. Nous l'appelons alors le test du débasculement.

Dans ce chapitre, nous allons donc décrire l'éventail des méthodes de laboratoire employées pour caractériser le mieux possible les porteurs magnétiques et décrire les résultats que nous avons obtenus pour les différentes formations étudiées tant sur le plan de la minéralogie magnétique que des désaimantations. Nous pourrions ainsi essayer d'appliquer les différents tests de terrain. Nous analyserons en premier lieu les séries sédimentaires, lesquelles

n'ont été échantillonnées que dans la partie centrale du Pérou. Nous présenterons ensuite les données concernant les formations intrusives (granites, diorites et tonalites du batholite côtier et intrusifs postérieurs à la mise en place du batholite) et volcaniques (laves et tufs crétacés et cénozoïques) échantillonnées cette fois-ci dans le centre et le sud du Pérou.

II - Propriétés magnétiques des formations sédimentaires du Pérou Central.

Dans cette première partie, nous allons décrire les expériences que nous avons effectuées sur les échantillons appartenant aux différentes formations sédimentaires détritiques marines du Crétacé du centre du Pérou (voir Chap. III). Ces formations consistent en des calcaires et marno-calcaires gris d'âges aptien supérieur à santonien supérieur. Un grand nombre des échantillons de ces formations ont une caractéristique générale commune qui est de comporter des composantes d'aimantation multiples mises en évidence au cours des désaimantations. Celles-ci ont été vraisemblablement acquises à différents moments de l'histoire de la roche, et peuvent être portées par des familles de minéraux magnétiques de nature ou de propriétés différentes. Par conséquent, l'étude de la minéralogie magnétique peut nous renseigner sur l'origine probable (primaire ou secondaire) des différentes composantes isolées lors des désaimantations de ces échantillons.

1) - Détermination de la minéralogie magnétique.

a) - Méthodologie.

Les minéraux magnétiques porteurs de l'aimantation rémanente des roches sédimentaires étant de petite taille et présents en faible concentration, leur identification par des méthodes optiques est difficile. Ils sont, par contre, plus aisément identifiables à l'aide des techniques utilisant leurs propriétés magnétiques. Les techniques que nous avons utilisées pour étudier la minéralogie magnétique de nos échantillons seront décrites ci-après. Elles consistent en la construction de courbes d'acquisition et de destruction de l'aimantation rémanente isotherme (ARI), de cycles d'hystérésis et de courbes thermomagnétiques visant à déterminer les températures de Curie caractéristiques des minéraux.

Dans un premier temps, nous avons essayé d'obtenir des courbes

thermomagnétiques à la balance de Curie pour différents niveaux sédimentaires présentant une aimantation naturellement élevée. Malgré cette précaution, l'étude à la balance de Curie sur roche totale de tels sédiments s'est révélée difficile en raison de leur très faible concentration en minéraux magnétiques. Cependant, à partir de plusieurs échantillons des sites PE135, 136 et 138, nous avons pu extraire une quantité suffisante de fraction magnétique (après broyage de la roche) pour pouvoir réaliser une balance de Curie. La courbe thermomagnétique obtenue (Fig. IV-1a) montre un point de Curie à 320°C typique de la présence de sulfures. Ce résultat est confirmé par l'analyse de l'extrait magnétique aux rayons X qui a révélé la présence de pyrrhotite (Fig. IV-1b). Une extraction semblable de la fraction magnétique avait été réalisée avec succès par P. Mitouard (1991) pour la formation Pariatambo de l'Albien moyen. La courbe thermomagnétique obtenue (Fig. IV-1c) montre un point de Curie proche de 580°C qui caractérise la magnétite, mais dont la mise en évidence est précédée d'une transformation minéralogique vers 420°C caractérisée par une augmentation de l'aimantation induite jusqu'à 500°C. Cette augmentation traduit vraisemblablement une transformation de sulfures primaires en magnétite au cours de la chauffe. Il semble par conséquent qu'une partie de la magnétite mise en évidence procède vraisemblablement de la transformation de ces sulfures, sans pour cela exclure la présence de magnétite primaire dans les échantillons. Si en effet on extrapole linéairement la décroissance de l'aimantation induite entre 20 et 400°C, l'annulation de l'aimantation induite est également obtenue pour 580°C.

Plusieurs types d'expériences ont alors été effectuées. La première consiste au tracé de la courbe d'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme (ARI) par application d'un champ continu croissant jusqu'à saturation de l'échantillon. La deuxième, complémentaire de la première, consiste à détruire cette ARI en appliquant un champ continu également croissant mais de sens opposé à celui ayant servi à la saturation de l'échantillon. Cette destruction est pratiquée jusqu'à atteindre l'annulation de l'ARI qui est obtenue pour un champ appelé champ coercitif rémanent (H_{cr}).

Sur certains échantillons, une désaimantation de l'ARI par champs alternatifs ou par chauffes a pu être pratiquée de manière à déterminer le champ de demi-destruction de l'ARI à saturation et les températures de blocage des différents minéraux magnétiques mobilisés lors de la saturation. Ces différents paramètres sont autant d'indices qui permettent d'évaluer la composition minéralogique de la fraction magnétique de la roche. Il faut toutefois conserver à l'esprit que toutes ces expériences renseignent sur le contenu magnétique global de l'échantillon et pas

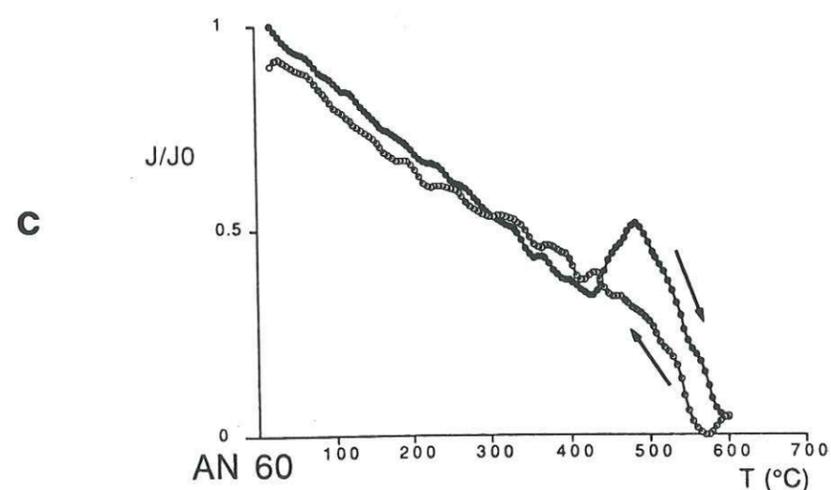
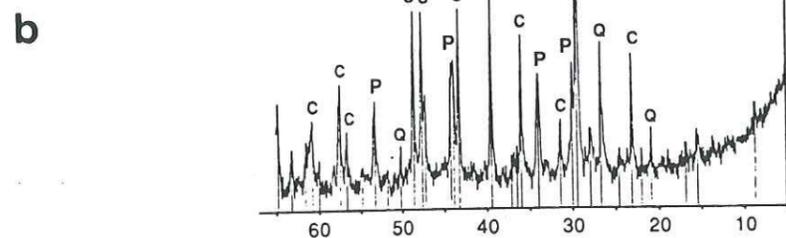
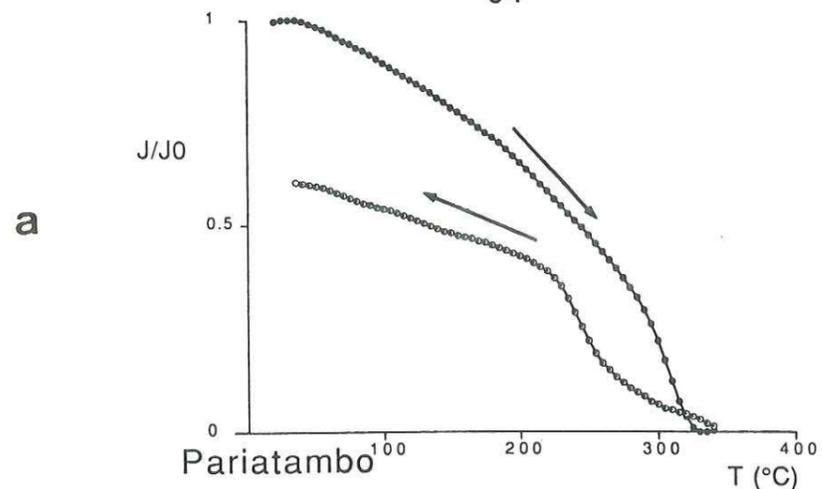


Figure IV-1: a) Courbe thermomagnétique normalisée (en noir, courbe de chauffe; en blanc, courbe de refroidissement) montrant la présence de pyrrhotite (point de Curie à 320°C), obtenue à la balance de Curie sur une extraction magnétique de la formation Pariatambo. b) Courbe de diffraction des rayons X obtenue sur la même extraction. c) Courbe thermomagnétique de la même formation mais prise dans la région de Cajamarca (Mitouard, 1991). Le cycle n'est pas réversible et montre la transformation d'une phase magnétique (probablement sulfure) en magnétite à des températures de l'ordre de 400-450°C.

uniquement sur la fraction magnétique porteuse de l'aimantation naturelle mesurée. Pour cette raison, une confrontation avec les résultats des désaimantations de l'ARN est nécessaire pour contraindre le spectre des températures ou de champs de blocage concernés par l'ARN.

Enfin, nous avons mesuré sur des petits échantillons les paramètres d'hystérésis tels que l'aimantation à saturation (J_s), l'aimantation rémanente à saturation (J_{rs}), le champ coercitif (H_c) et le Hcr. Ces différents paramètres ainsi que leurs rapports (J_{rs}/J_s et H_{cr}/H_c), permettent de préciser la nature et de caractériser la taille des grains magnétiques présents dans l'échantillon.

b) - Les courbes d'acquisition de l'ARI et la destruction de l'ARI à saturation.

Les courbes d'acquisition de l'ARI sont obtenues par l'application à température ambiante d'un champ continu fort obtenu par décharge d'un condensateur dans une bobine (pulse magnetizer) et durant un temps très bref (quelques millisecondes). La courbe d'acquisition de l'ARI est obtenue en soumettant progressivement l'échantillon à des champs de plus en plus forts, et en mesurant son aimantation rémanente à chaque étape. Un échantillon par site a ainsi été aimanté progressivement par paliers de 25 mT jusqu'à 200 mT puis de 100 et 250 mT jusqu'à 2.7 T, champ maximum applicable avec l'appareillage classique. Les courbes obtenues peuvent être assez différentes selon les familles magnétiques présentes dans l'échantillon.

Pour la détermination du Hcr, la destruction de l'ARI a été réalisée par paliers de 2.5 à 10 mT jusqu'à l'annulation complète de l'aimantation rémanente.

Pour le calcul du champ de demi-destruction de l'ARI, les échantillons, préalablement saturés, ont été désaimantés par champs alternatifs selon des paliers de 5 mT jusqu'à un maximum de 50 mT.

Pour la détermination des températures de blocage, la désaimantation thermique a été effectuée par paliers de 25°C jusqu'à l'annulation complète de la rémanence. Dans ce dernier cas, après chaque étape de chauffe, la susceptibilité magnétique en champ faible des échantillons a été mesurée de manière à pouvoir déceler toute transformation minéralogique survenue au cours de la chauffe et sans rapport avec la minéralogie originelle. A partir des résultats de ces différentes expériences il est possible de classer les échantillons de sédiments en deux catégories selon la rapidité de leur saturation lors de l'acquisition de l'ARI.

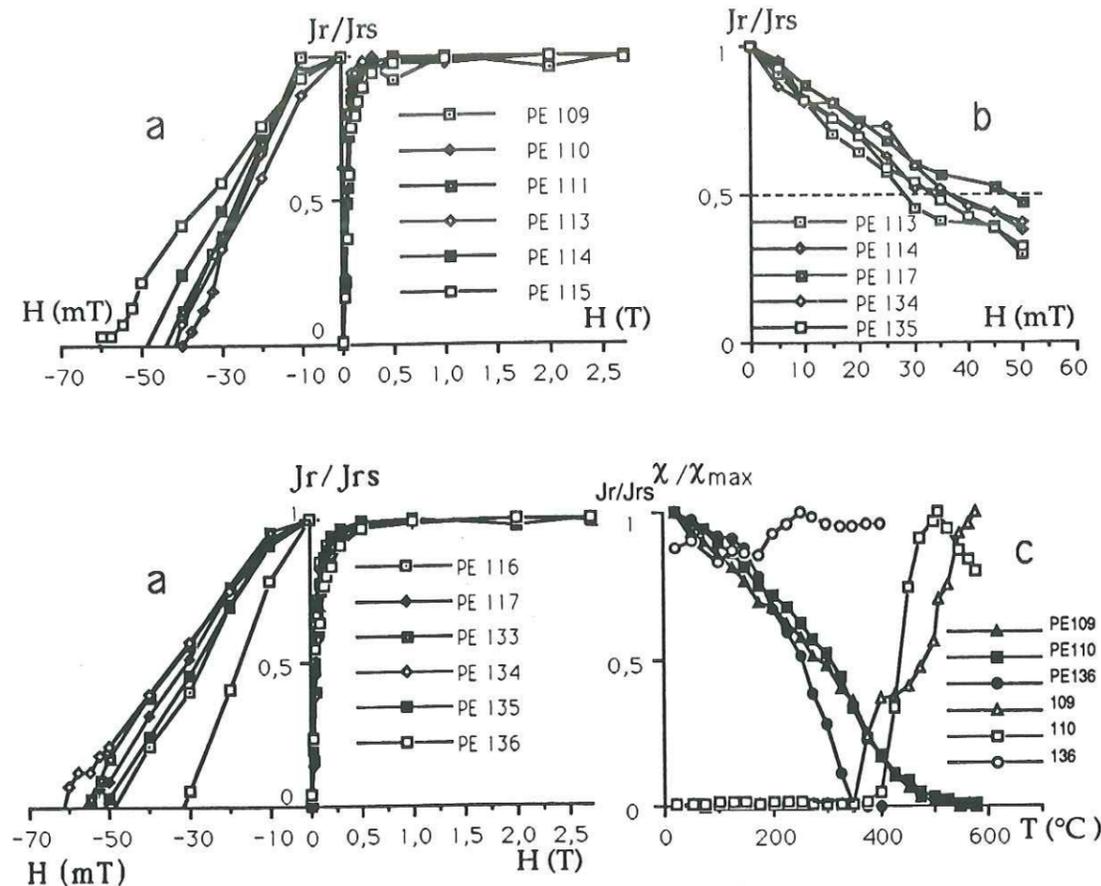


Figure IV-2: Courbes normalisées correspondant aux "échantillons à saturation rapide" des sites des calcaires marins prélevés au Pérou central. a) Courbes d'acquisition de l'ARI (à droite), et de sa destruction après saturation par l'application en sens contraire d'un champ continu croissant (à gauche). La saturation est atteinte pour des champs inférieurs à 0.3 T, et le H_{cr} se situe entre 32 et 62 mT. b) Courbes de destruction de l'ARI à saturation par champs alternatifs. Le champ de demi-destruction de l'ARI a des valeurs proches de 30-40 mT, caractéristiques de la présence des minéraux magnétiques à faibles champs de blocage. c) Courbes de destruction de l'ARI à saturation par chauffage (figurés pleins), et de l'évolution de la susceptibilité magnétique (figurés vides) pendant ce traitement. On remarque sur ces courbes des comportements variés (explications dans le texte).

- *Echantillons à saturation rapide.*

Près de 70% des courbes d'ARI obtenues sur les sédiments se caractérisent par une croissance très rapide qui atteint 95 % de la saturation pour des champs faibles de l'ordre de 0.2 à 0.3 T (Fig. IV-2a). Ce comportement est caractéristique de la présence de minéraux magnétiques à faibles champs coercitifs comme la magnétite ou les sulfures. Ceci est confirmé par des valeurs de H_{cr} comprises entre 32 et 62 mT obtenus pour ces mêmes échantillons lors de la destruction de l'ARI (Fig. IV-2a). L'identification de magnétite ou de sulfures est confirmée par les valeurs du champ de demi-destruction de l'ARI à saturation proches de 30-40 mT (Fig. IV-2b), ainsi que par les courbes de désaimantation thermique de l'ARI qui montrent toutes une décroissance régulière de la rémanence jusqu'à 350-400°C (Fig. IV-2c). Pour certains échantillons, la décroissance de l'ARI se poursuit avec une pente plus faible jusque vers 580°C, température de Curie de la magnétite (Fig. IV-2c). Ce comportement correspond soit à la présence effective de magnétite originelle dans l'échantillon, soit à une transformation authigénique des sulfures originels en magnétite au moment de la chauffe. Cette seconde interprétation semble plausible pour certains échantillons pour lesquels on observe une augmentation brutale de la susceptibilité en champ faible après 350-400°C (Fig. IV-2c). Il est par ailleurs remarquable que pour ces mêmes échantillons les données directionnelles obtenues durant les désaimantations de l'ARN sont cohérentes jusqu'à ces températures et deviennent totalement incohérentes au delà. Pour d'autres échantillons toutefois, la présence de magnétite originelle semble confirmée par la mise en évidence d'une direction d'aimantation cohérente même au delà de 500°C et ce, sans évolution significative de la susceptibilité en champ faible jusqu'à pratiquement 600°C.

- *Echantillons à saturation incomplète.*

Parmi les 30% restants, quelques sites (par exemple les sites PE112 et 118) présentent des courbes d'ARI caractérisées par une croissance rapide jusqu'à atteindre un plateau de saturation (entre 0.1 et 0.5 T dans le cas du PE112, et entre 0.2 et 1 T dans le cas du PE118). Au delà, l'ARI réaugmente plus lentement sans atteindre la saturation (Fig. IV-3a). Ces résultats indiquent la présence, en plus de minéraux de type sulfures ou magnétite, de minéraux magnétiques à forts champs de blocages tels que l'hématite ou la goéthite. La désaimantation thermique de l'ARI maximale (Fig. IV-3b) indique une annulation de la rémanence vers 690°C, température de Curie de l'hématite (une valeur voisine de 120°C aurait été obtenue pour de la goéthite). La présence d'hématite est également attestée par les

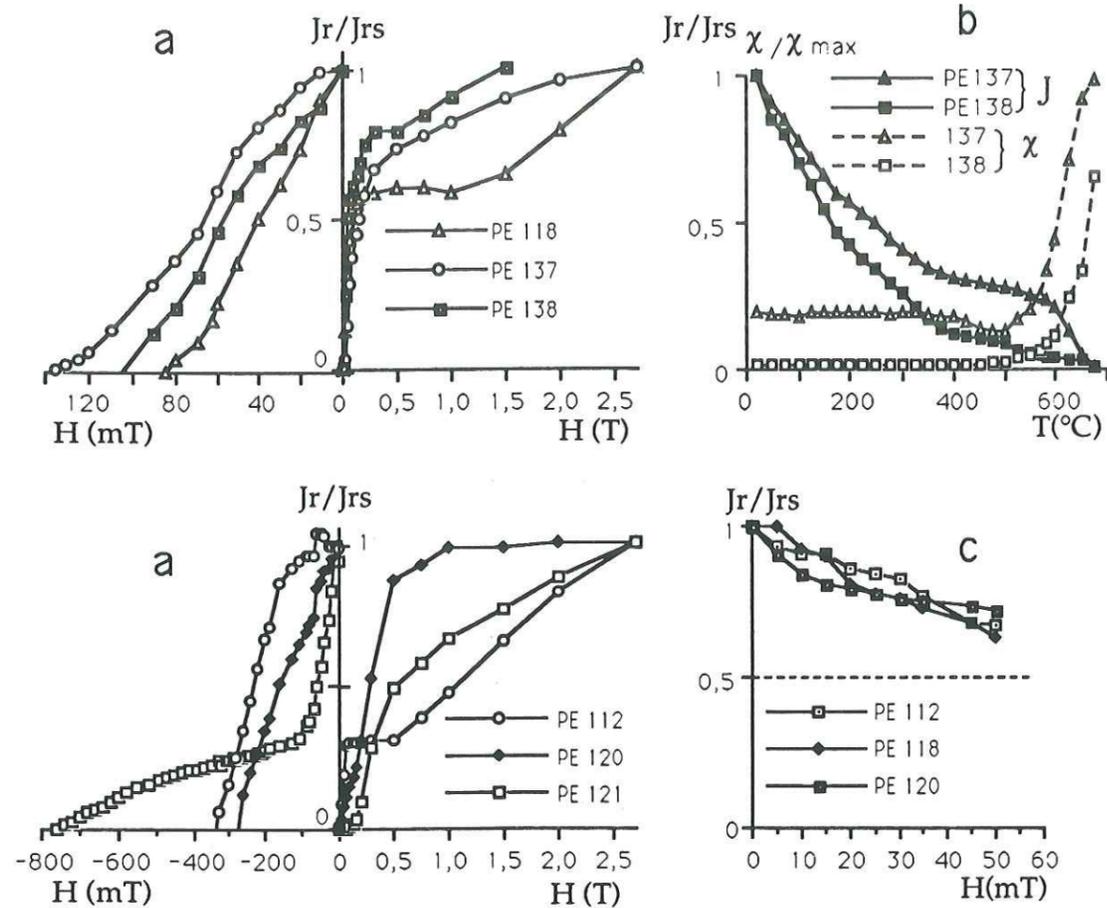


Figure IV-3: Courbes normalisées correspondant aux "échantillons à saturation incomplète" des sites des calcaires marins prélevés au Pérou central. a) Courbes d'acquisition (à droite), et de destruction de l'ARI à saturation (à gauche). Même protocole expérimental que précédemment. Pour les échantillons PE112 et 118 un plateau intermédiaire est atteint après une croissance rapide de l'ARI. Il est suivi par une réaugmentation lente de l'ARI mais sans atteindre la saturation. Les autres courbes présentent une croissance régulière mais lente, sans atteindre non plus la saturation. Ce comportement, ainsi que les valeurs élevées de Hcr, met en évidence la présence de sulfures ou de magnétite (croissance rapide de l'ARI avant 0.3 T) associés probablement à de l'hématite (saturation incomplète). b) Courbes de destruction de l'ARI à saturation par chauffage (figurés pleins), et de l'évolution de la susceptibilité magnétique (figurés vides) pendant cette expérience. La disparition complète de la rémanence vers 690°C est caractéristique de la présence de l'hématite. La variation de la susceptibilité au delà de 400°C indique la formation probable de nouveaux minéraux magnétiques par transformation chimique. c) Courbes typiques de destruction de l'ARI à saturation par champs alternatifs révélant la présence des minéraux magnétiques à forts champs de demi-destruction (non atteint après 50 mT). Dans le cas de ces sédiments calcaires, il s'agit d'hématite.

valeurs relativement élevées de Hcr comprises entre 100 mT et plusieurs centaines de mT (Fig. IV-3a). Une valeur de 770 mT est même atteinte pour les échantillons du site PE112, après une rupture de pente vers 100 mT. Ce site comporte vraisemblablement de l'hématite en plus grande abondance associée à des sulfures couvrant des spectres de champs de blocage assez distincts. Pour d'autres sites (par exemple les sites PE120, 121 et 137) ces deux minéraux ont des spectres de champs de blocages superposés et conduisent à des courbes d'acquisition d'ARI avec une augmentation rapide suivie immédiatement par une croissance plus lente, sans plateau intermédiaire (Fig. IV-3a).

Enfin, la présence d'hématite se manifeste également dans les valeurs du champ de demi-destruction qui peuvent être déterminées en extrapolant les courbes obtenues et qui sont voisines de 80 mT (Fig. IV-3c).

c) - Les cycles d'hystérésis.

La dépendance de l'aimantation d'un échantillon vis-à-vis du champ magnétique auquel il est soumis peut être décrite par un cycle d'hystérésis. Ce cycle décrit l'aimantation induite dans l'échantillon lorsque celui-ci est soumis à un champ continu d'abord croissant puis décroissant. Les échantillons ne comportant que des sulfures ou des titanomagnétites seront ainsi caractérisés par des cycles redressés et le plus souvent étroits (exemple : sites PE109 à 111, PE133 à 135, Fig. IV-4a), tandis que la présence d'hématite se caractérisera par des cycles plus inclinés et généralement plus ventrus et nécessitera des champs de saturation très élevés (exemple : sites PE112, 120, 121, Figs. IV-4a et IV-4b).

En pratique, les mesures des paramètres d'hystérésis (Jrs, Js, Hc, Hcr) ont été réalisées sur des petits fragments d'échantillons. Les mesures ont été réalisées sur un magnétomètre à gradient de champ alternatif de type Micromag 2900 (Princeton Meas. Corp.). Le principe de cet appareil a été décrit par Flanders (1988). L'échantillon est soumis à la fois à un champ continu, mais variable lentement en intensité, et à un petit gradient de champ alternatif. Le gradient de champ alternatif exerce ainsi sur l'échantillon une force alternative proportionnelle à l'intensité du gradient de champ et au moment magnétique de l'échantillon.

Pour la mesure, l'échantillon est suspendu au bout d'une mince tige verticale en quartz, solidaire d'un capteur piézoélectrique. L'échantillon ainsi placé subit l'effet du gradient du champ exercé horizontalement. Les déplacements sont détectés au niveau de l'élément piézoélectrique qui génère donc un courant proportionnel au moment magnétique de l'échantillon.

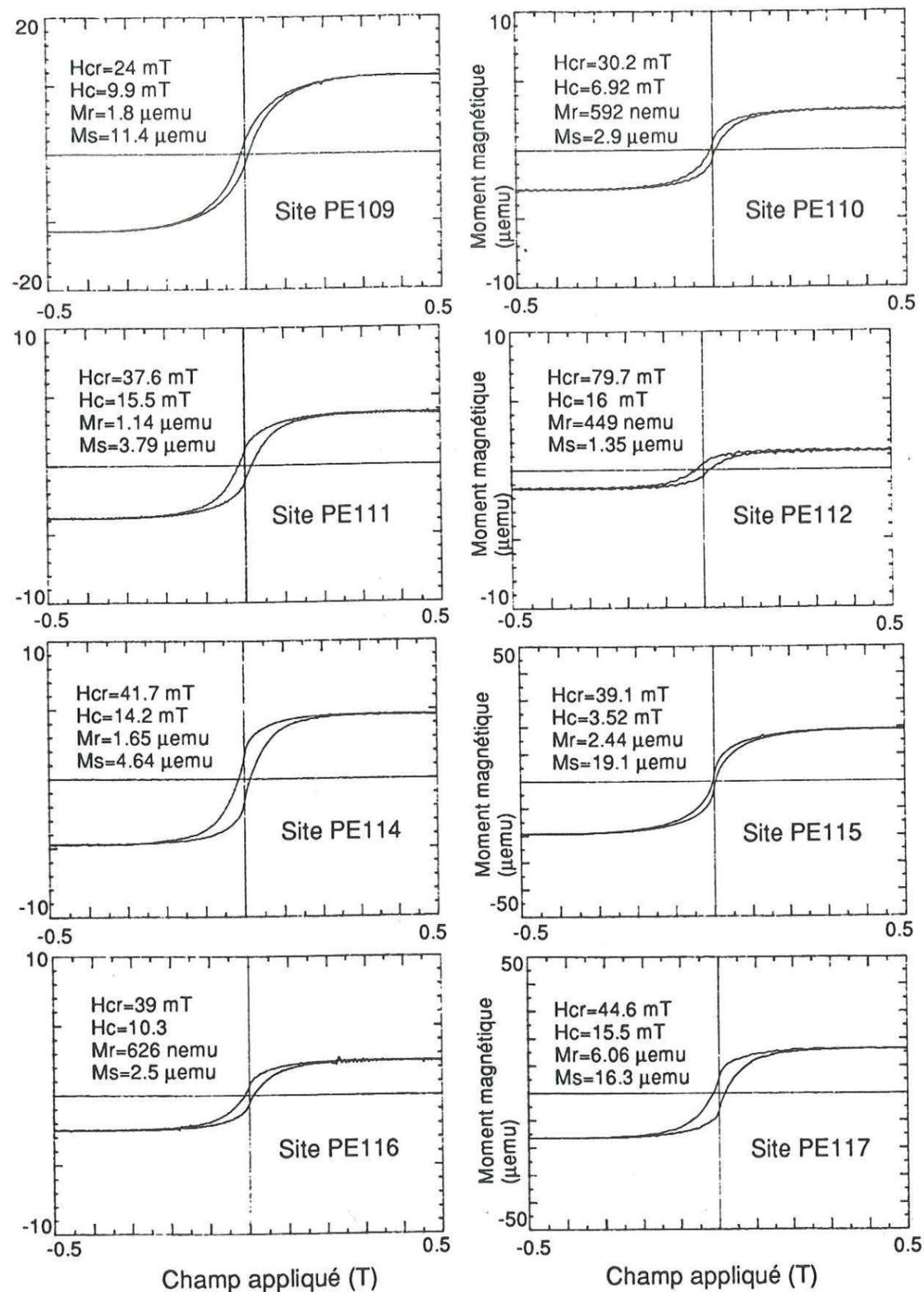


Figure IV-4a: Exemples des cycles d'hystérésis obtenus pour des échantillons des formations calcaires du Pérou central. Sites PE109 à 117, après correction de la composante paramagnétique. Les paramètres d'hystérésis Hcr, Hc, Mr et Ms sont respectivement le champ coercitif rémanent, le champ coercitif, le moment rémanent et le moment à saturation.

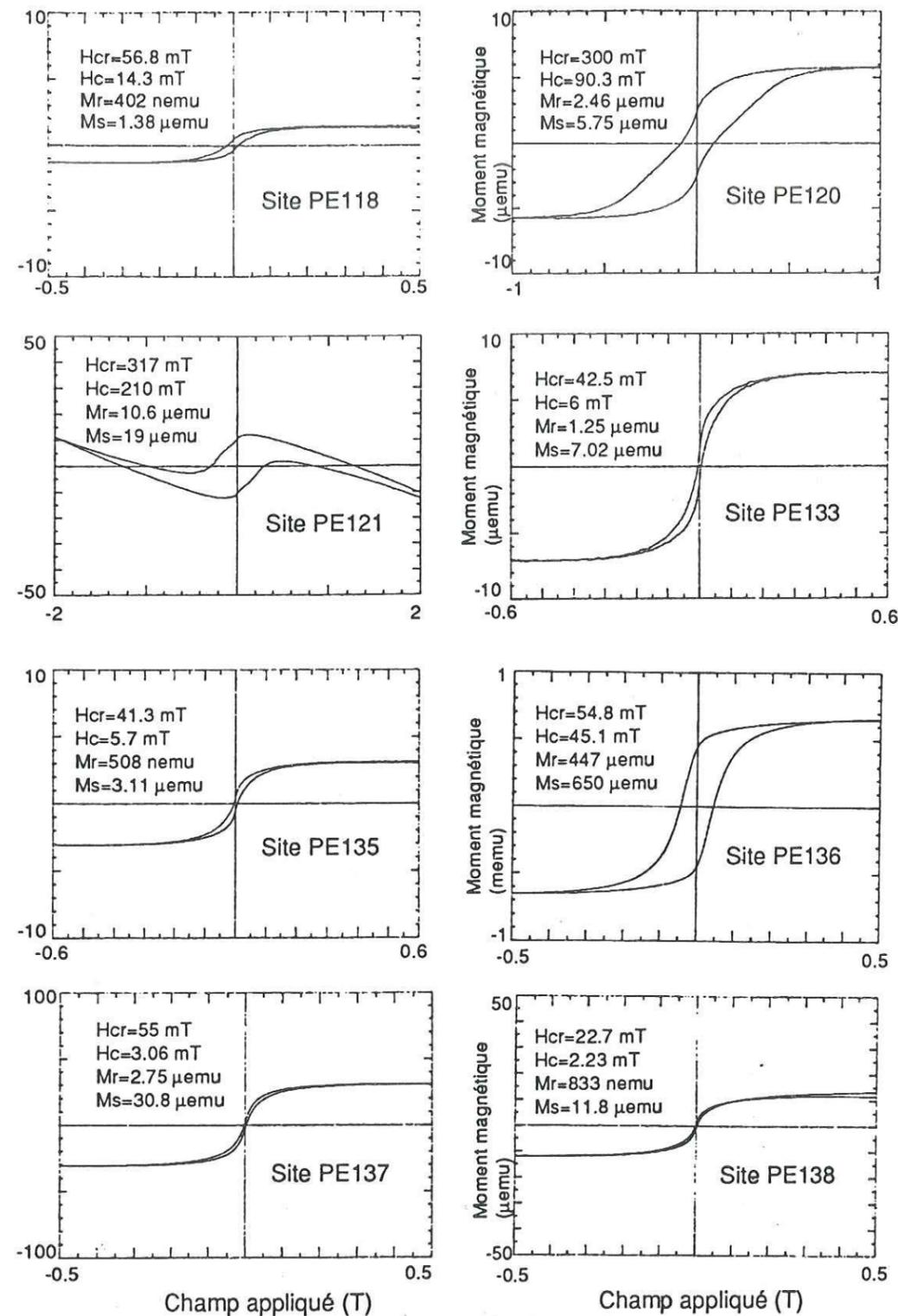


Figure IV-4b: Exemples des cycles d'hystérésis obtenus pour des échantillons des formations calcaires du Pérou central. Sites PE118 à 138. Mêmes conventions que précédemment. Le site PE 121 comporte une fraction diamagnétique non corrigée pour les besoins de l'illustration.

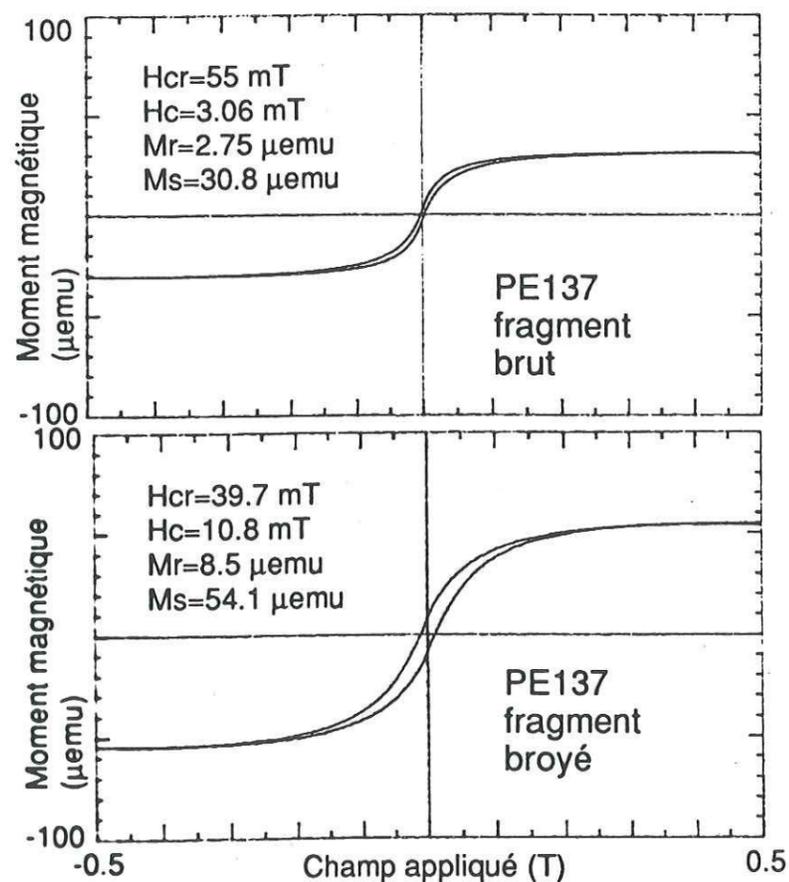
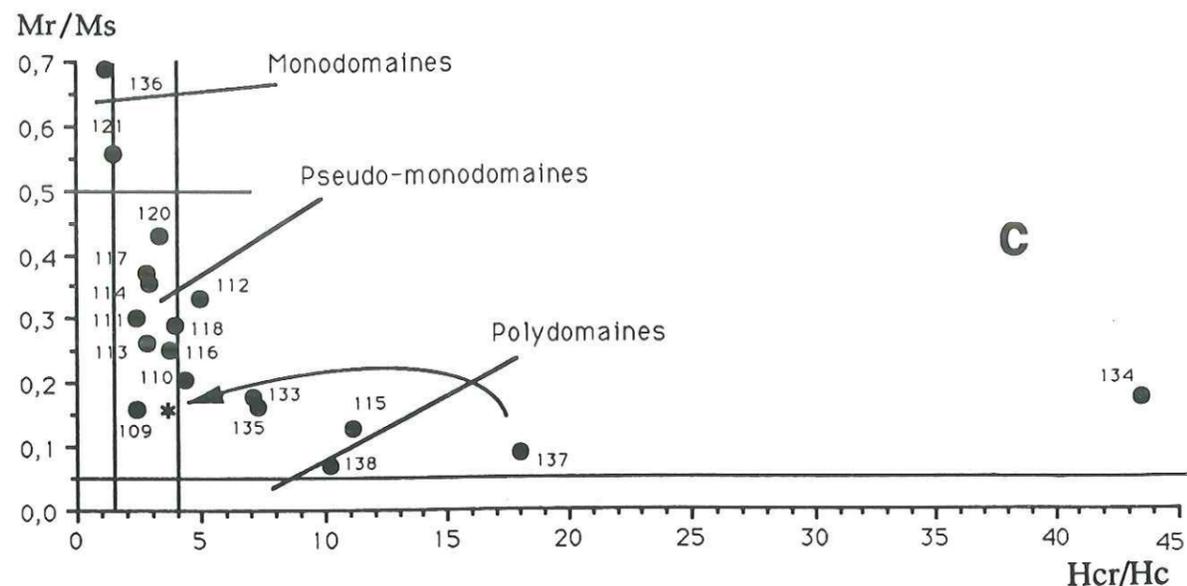


Figure IV-4: c) Diagramme des rapports d'aimantation (M_r/M_s) et de coercivité (H_{cr}/H_c) (Day et al., 1977) pour 18 échantillons représentatifs des sites prélevés dans les formations calcaires du Pérou central. Une grande partie des valeurs se situe dans la zone correspondant aux grains pseudo-monodomaines ($1.5 < H_{cr}/H_c < 4$ et $0.05 < M_r/M_s < 0.5$). L'étoile (*) désigne la nouvelle localisation pour l'échantillon 137 après broyage et compactage du fragment initial; cette expérience montre la nécessité d'effectuer les mesures du cycle d'hystérésis sur des fragments de roche non broyés, de manière à ne pas modifier les paramètres magnétiques.

d) Cycles d'hystérésis correspondant à l'échantillon 137. On remarque le changement de l'allure de la courbe et des paramètres magnétiques selon que l'échantillon ait été ou non broyé (même échelle pour les deux cycles).

En faisant varier l'intensité et le sens du champ continu de l'électro-aimant, on arrive à construire le cycle d'hystérésis caractéristique de l'échantillon. Les cycles peuvent être ultérieurement corrigés de l'effet de la fraction paramagnétique ou diamagnétique de l'échantillon. L'appareil permet également de tracer les courbes d'acquisition de l'ARI pour les mêmes échantillons.

Les paramètres d'hystérésis, et en particulier les rapports J_{rs}/J_s et H_{cr}/H_c , permettent de classer les grains magnétiques en fonction de leur taille (grains monodomaines (SD=single-domain), pseudo-monodomaines (PSD=pseudo-SD), et grains polydomaines (MD=multi-domain)). On reporte pour cela le rapport H_{cr}/H_c en fonction de J_{rs}/J_s dans un diagramme (Fig. IV-4c) proposé par Day et al. (1977). Dans le cas de la magnétite, les grains SD ou PSD correspondent à des grains dont les diamètres sont compris approximativement entre 0.1 et 10 μm , tandis que les grains MD correspondent à des grains de diamètres supérieurs (Day et al., 1977). En ce qui concerne l'hématite, on considère que la majorité des grains que l'on trouve dans la nature sont de type SD du fait du grand diamètre ($> 1 \mu\text{m}$) qui leur serait nécessaire pour avoir un comportement MD (Thompson & Oldfield, 1990).

Nous avons observé que le fait de broyer le fragment d'échantillon utilisé pour la mesure, puis de le compacter pour recréer un échantillon de la forme d'une pastille de 3 mm de diamètre et d'environ 0.5 mm d'épaisseur, avait pour effet de modifier les paramètres d'hystérésis en particulier le M_r et le H_{cr} . Cette expérience, réalisée sur l'échantillon PE137 (Fig. IV-4d), montre que le M_r se trouve ainsi augmenté d'un facteur 3 et la taille des grains considérablement diminuée. Le rapport H_{cr}/H_c , initialement élevé (18) et caractérisant des grains MD, passe brutalement à 3.7 dans le domaine des grains PSD (Fig. IV-4c). Le broyage et/ou le compactage auraient dans certains cas pour effet de "casser" les grains MD en grains PSD. Pour cette raison, les mesures initialement réalisées sur roche réduite en poudre ont été refaites sur fragments d'échantillons bruts.

Certains sites (PE115, 133 à 135, 137 et 138) présentent des tailles de grains élevées caractérisées par des rapports H_{cr}/H_c atteignant 44 (Fig. IV-4c). Parmi ceux-ci, les sites PE115, 134 et 137 ont donné des résultats incohérents, caractérisés par des aimantations instables. Pour ces sites, l'ARN des échantillons serait semblable à celle dominée par des grains MD, en équilibre magnétique instable et sensibles notamment aux variations du champ extérieur. Le site PE138, caractérisé également par une fraction magnétique MD, a cependant donné des résultats cohérents. Inversement, certains sites caractérisés par des grains magnétiques PSD ont donné des résultats ininterprétables à cause d'un signal magnétique naturellement trop faible (par exemple site PE109, PE113) ou de la présence de

composantes multiples (par exemple site PE111).

2) - Résultats des désaimantations.

L'ARN des échantillons des sites calcaires peut être variable mais reste d'une manière générale faible avec des valeurs comprises entre 15×10^{-6} et 7×10^{-3} A/m. Seuls les échantillons du site PE136 atteignent une intensité d'ARN exceptionnellement élevée de l'ordre de 10^{-1} A/m.

Un échantillon par carotte soit environ de 10 à 15 échantillons par site ont été désaimantés dans un premier temps par traitement thermique. Dans le cas des sédiments, la désaimantation thermique, notamment à des températures modérées ($<250^\circ\text{C}$), présente l'avantage d'éliminer à coup sûr l'aimantation visqueuse parasite parfois résistante vis-à-vis des champs alternatifs (Biquand & Prévot, 1970; Prévot & Biquand, 1970).

a) - Les mesures de susceptibilité magnétique.

Afin de vérifier qu'aucun changement pouvant affecter la qualité des mesures ne se produit au niveau des minéraux magnétiques, nous avons effectué de manière systématique pour tous les échantillons, la mesure de la susceptibilité magnétique en champ faible après chaque étape de désaimantation thermique. En général, les valeurs de susceptibilité, bien que variables d'un site à l'autre, ne changent pas de manière significative entre 20°C et la fin de la désaimantation thermique. Cette dernière correspond en général à des températures comprises entre 350°C - 400°C lorsque la minéralogie magnétique est dominée par des sulfures, et environ 500°C lorsqu'elle est dominée par des titanomagnétites. Cela signifie qu'il n'y a pas eu, pendant la désaimantation thermique des échantillons, des changements importants dans la minéralogie des porteurs magnétiques. Lorsque de tels changements s'observent, c'est en général aux alentours de 400°C (Fig. IV-5a), c'est-à-dire en fin de désaimantation ou à une température à laquelle l'aimantation caractéristique a déjà été isolée. Ces changements minéralogiques se traduisent par des changements directionnels incohérents (Fig. IV-5b) correspondant à l'acquisition d'une aimantation parasite par les minéraux magnétiques néoformés durant la chauffe.

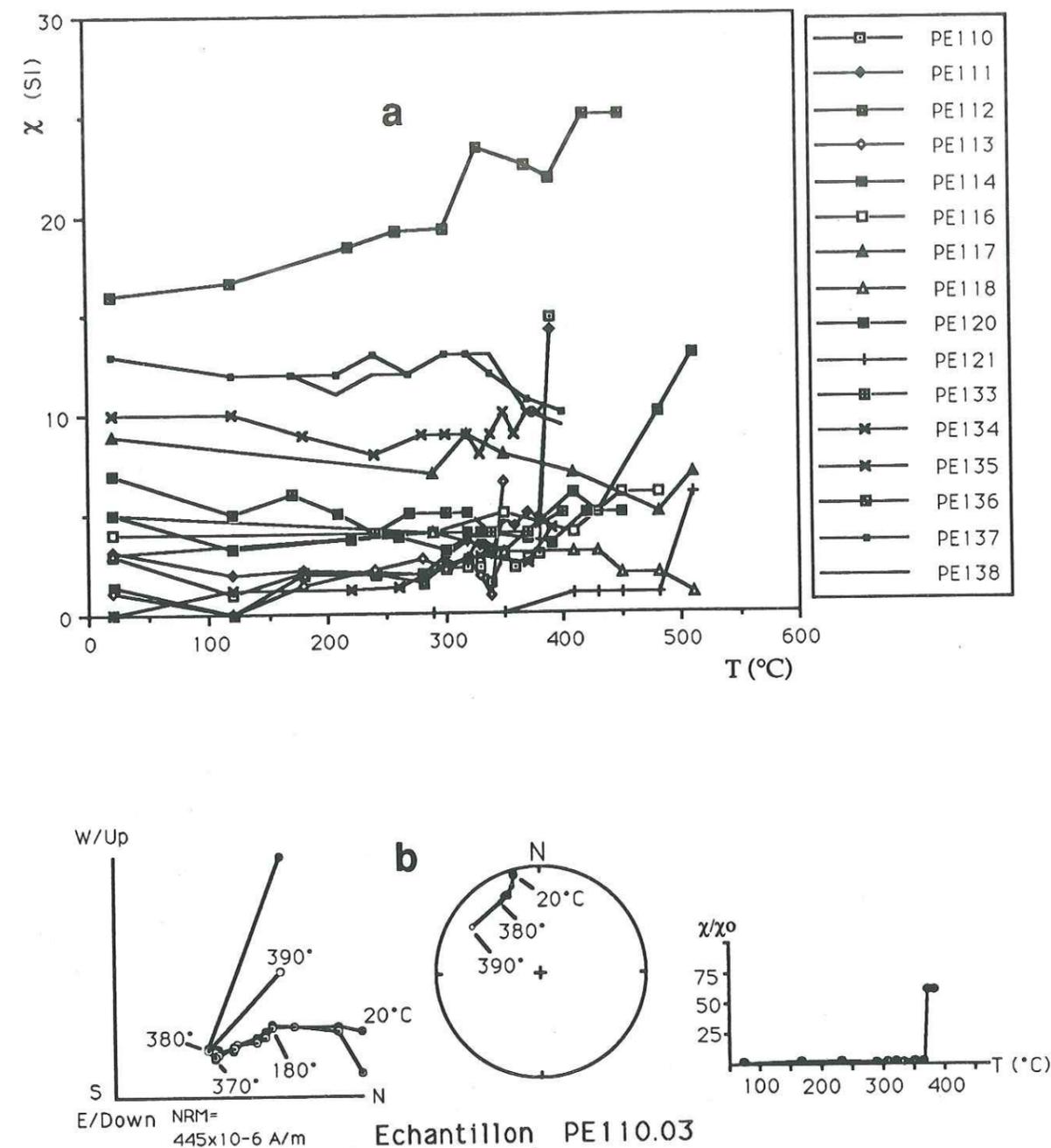


Figure IV-5: a) Exemples d'évolution de la susceptibilité magnétique des échantillons des sites calcaires étudiés pendant la désaimantation thermique. b) Exemple typique de changement minéralogique observé lors du traitement thermique de certains échantillons des sites calcaires. De tels changements sont à l'origine de brusques changements directionnels incohérents ainsi qu'à l'origine de variations importantes de la susceptibilité magnétique, comme on peut l'observer vers 380°C pour l'échantillon PE110-03. Figurés pleins: projection sur le plan horizontal; figurés vides: projection sur le plan vertical. L'intensité d'aimantation initiale ou NRM, et les principales étapes de chauffage sont indiquées.

b) - Identification des différentes composantes de l'aimantation naturelle.

- Echantillons à composante stable unique.

Hormis la présence d'une composante visqueuse rapidement éliminée avant 200°C, une grande partie des échantillons (6 sites sur 18, Fig. IV-6) ne comportent qu'une seule composante stable d'aimantation définie par des segments linéaires sur les diagrammes de Zijderveld.

- Echantillons possédant deux composantes bien définies.

Pour un seul des 18 sites étudiés (site PE117, Fig. IV-6), la présence de deux composantes anciennes d'aimantation de polarités contraires et bien individualisées a été mise en évidence (en plus d'une composante basse températures de nature probablement visqueuse éliminée avant 180°C). Les analyses de minéralogie magnétique réalisées pour ce site n'ont pas permis de distinguer différents types de minéraux magnétique. Toutefois, compte tenu des températures de blocage de ces composantes, il s'agit probablement là d'un cas d'association de sulfure et de magnétite (minéraux à caractéristiques magnétiques voisines), porteurs chacun d'une des composantes anciennes. La composante hautes températures, de polarité normale et isolée à partir de 380°C, a une direction déviée vers l'Ouest d'environ 45° avec une inclinaison voisine de 30° après correction tectonique. La composante moyennes températures, mise en évidence entre 180 et 380°C, a une direction assez difficile à définir mais qui serait approximativement N-S, également de polarité normale mais proche de l'horizontale lorsque la correction du pendage des bancs est appliquée. Si l'on supprime la correction tectonique à cette composante, sa direction devient inverse et pratiquement antipodale à la direction de la composante la plus stable. Par conséquent il semble que les composantes stable et instable aient été acquises respectivement avant et après les déformations tectoniques qui seraient principalement miocènes inférieur dans ce secteur (phase Quechua I). La polarité normale de la composante stable s'accorde également avec l'âge du sédiment, déposé durant la zone calme normale du Crétacé supérieur (allant de l'Aptien au Santonien).

- Echantillons à composantes d'aimantation partiellement superposées.

Pour les sites restants, tous les échantillons comportent au moins deux aimantations de directions très différentes mais qui restent superposées jusqu'à la fin des désaimantations. Cette superposition est la conséquence du

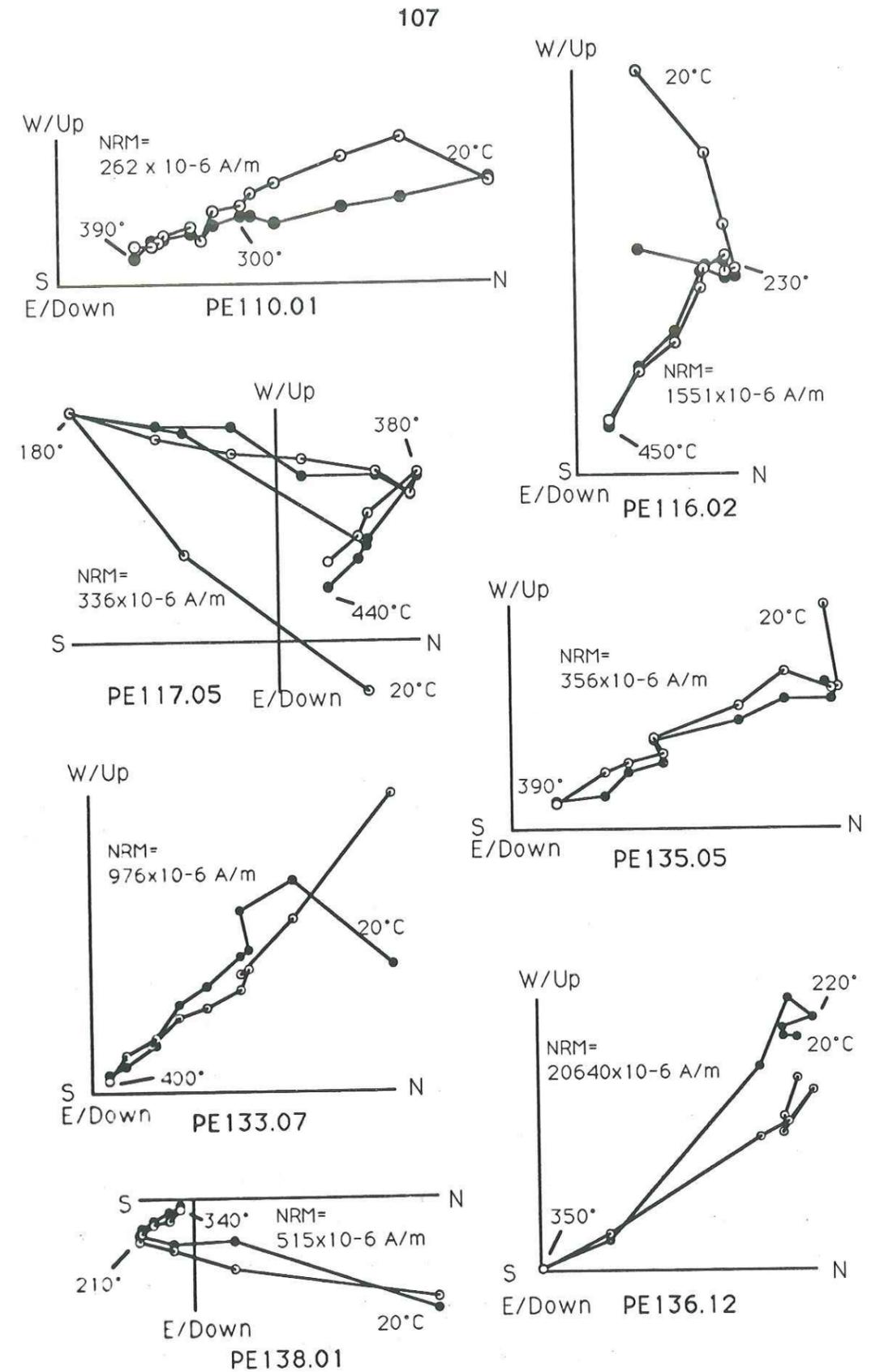


Figure IV-6: Diagrammes vectoriels typiques de la désaimantation (en double projection orthogonale) des échantillons des sites calcaires, comportant soit une seule composante stable (PE110, 116, 133, 135, 136 et 138), soit deux composantes bien définies (PE117). Mêmes conventions que pour la figure précédente.

développement d'une ARC liée à l'apparition d'un nouveau minéral magnétique dont le spectre de températures de blocages recouvre celui du minéral primaire. La présence conjointe des deux espèces minérales (généralement sulfures (ou magnétite) et hématite) est confirmée par les analyses de minéralogie magnétique et en particulier par les courbes d'acquisition et de désaimantation thermique de l'ARI (Fig. IV-3a et 3c). La séparation des composantes secondaire et caractéristique est alors impossible durant la désaimantation et ce jusqu'à la fin du traitement qui est achevé pour des températures généralement inférieures à 500°C. La désaimantation simultanée des deux composantes fait que les directions de l'ARN restent intermédiaires entre les directions réelles des deux composantes. Cette situation se traduit sur la projection à égale surface par l'absence de groupement des vecteurs différence autour de la direction de l'ARN restante (Dunlop, 1979). Cette dernière évolue continûment en direction en suivant un grand cercle de projection (le cercle de réaimantation (Halls, 1978; Kirschvink, 1980 etc.)), le long duquel se répartissent également les vecteurs différence (Fig. IV-7).

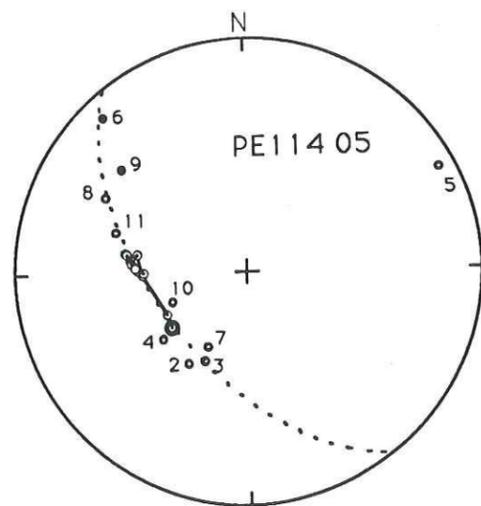


Figure IV-7: Projection à égales surfaces des directions d'aimantation de l'échantillon PE114-05 pendant la désaimantation thermique et des vecteurs différence. Le grand cercle passant au mieux par ces différentes directions a été tracé en pointillé. Le double rond correspond à la direction de l'ARN, les différences vectorielles sont numérotées dans l'ordre de leur élimination. Elles correspondent aux directions d'aimantation éliminées entre deux étapes consécutives de traitement.

Sur les diagrammes de Zijderveld, cette superposition des deux composantes se traduit par des branches courbes (échantillon PE118-03, Fig. IV-8). Pour quatre de ces sites, l'ARN des échantillons décrit différents cercles de réaimantation selon les échantillons, mais convergeant tous vers une direction commune. Cette situation indique qu'il y a eu une réaimantation selon une direction antipodale de celle de l'aimantation primaire. Les échantillons sont alors porteurs de deux aimantations pratiquement antiparallèles (le passage de l'une à l'autre s'effectuant selon un plan quelconque contenant les deux composantes) dont la direction

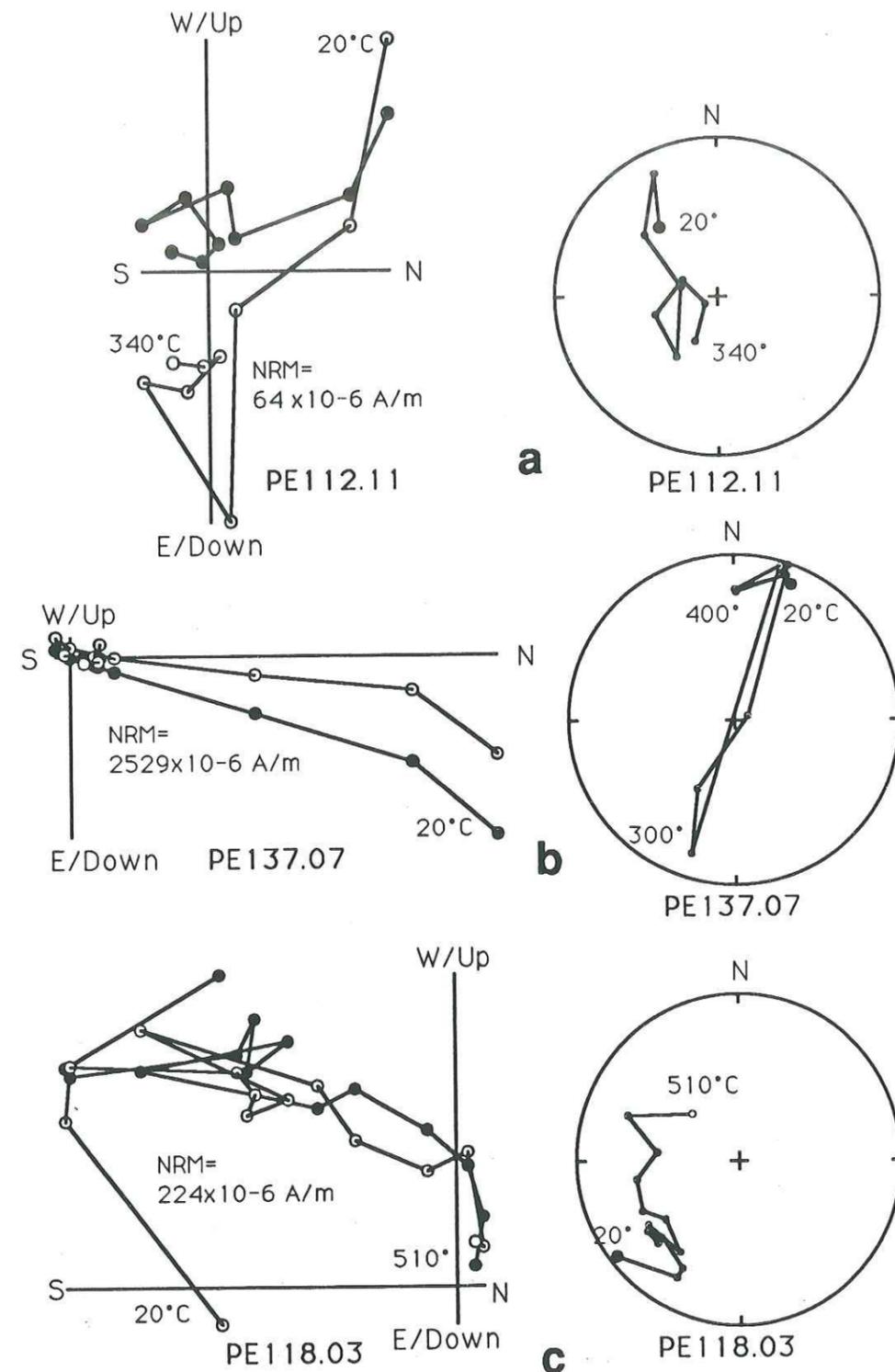


Figure IV-8: Diagrammes vectoriels à égale surface de désaimantation par étapes des échantillons des sites calcaires à composantes d'aimantation partiellement superposées. Mêmes conventions que précédemment. a) Cas de l'échantillon PE112-11 où la trace du vecteur aimantation est très instable et rend impossible l'identification des différentes composantes d'aimantation. b) Cas de l'échantillon PE137-07 où la direction d'aimantation restante évolue continûment le long d'un grand cercle de réaimantation, mais sans atteindre une direction stable. Le calcul d'une direction caractéristique par la méthode de l'intersection des cercles de réaimantation n'a pu être appliquée compte tenu du petit nombre des cercles définis. c) Au contraire du cas antérieur, pour le site PE118, dont les diagrammes de l'échantillon 03 sont représentés, la méthode d'intersection des grands cercles de projection a permis l'obtention d'une direction caractéristique.

commune est définie par l'intersection des cercles de réaimantation (McFadden et McElhinny, 1987; Surmont, 1990) (exemple site PE114, Fig. IV-9). Si l'une des composantes est effectivement l'aimantation primaire, alors la réaimantation est antérieure aux déformations qui ont pu affecter le site. Il n'existe pas à priori d'argument permettant de préciser la polarité respective de ces deux aimantations, la composante supposée primaire n'étant pas nécessairement la dernière mise en évidence. En effet, il est impossible en général d'obtenir des directions fiables au delà de 400°C, ce qui ne permet pas de préciser pour chaque composante la nature (sulfure, magnétite, hématite..) du minéral magnétique porteur de l'aimantation dans le cas où plusieurs espèces magnétiques cohabitent dans un même échantillon. Dans le cas du site PE114, l'évolution de la direction de l'ARN durant la désaimantation se fait tantôt depuis la direction inverse vers la direction normale et tantôt selon le cheminement contraire (Fig. IV-9). L'ordre d'élimination des aimantations semble donc indépendant de la nature primaire ou secondaire des composantes qui dans ce cas précis seraient portées par des minéraux de même nature (probablement des sulfures, Fig. IV-2a,b,c) et caractérisés par des spectres de températures de blocage très voisins.

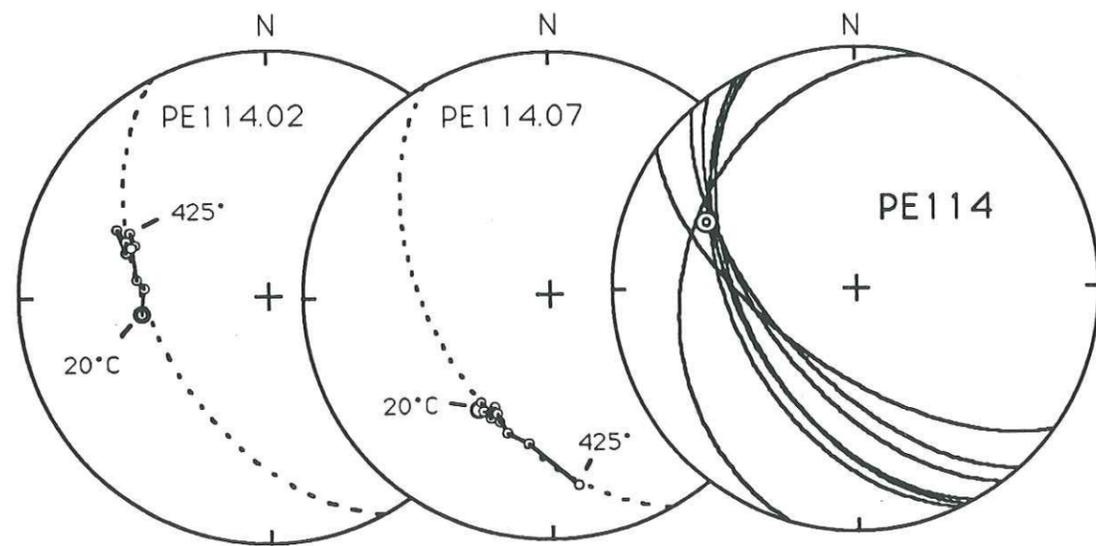


Figure IV-9: Projections égales surfaces (hémisphère supérieur) des directions d'aimantation de deux échantillons du site PE114 pendant la désaimantation thermique. Le diagramme de droite représente l'ensemble des trajectoires d'évolution de la direction d'aimantation relevées sur les différents échantillons. L'intersection moyenne statistique des différents cercles de réaimantation calculée pour le site est représentée par le double cercle.

Trois sites (PE118, 120 et 121) se caractérisent par des aimantations antiparallèles dont la direction commune après correction de pendage présente une inclinaison étonnamment faible, comprise entre 2.5 et 12° (l'inclinaison attendue au site serait plutôt proche de 25-30° compte tenu des PGV crétacés de l'Amérique du Sud stable, cf. Chap. II). Pour le site PE121, cette inclinaison faible s'observe même sur des directions finales stables qui ont été combinées aux cercles de réaimantation pour calculer une direction caractéristique moyenne. Avant que la correction du pendage n'ait été prise en compte, les directions caractéristiques de ces sites sont cohérentes avec celles des autres sites d'âge éocène pris dans la même région bien qu'elles présentent des inclinaisons un peu trop élevées, comprises entre 34 et 55°. Une interprétation possible serait que ces sites aient été réaimantés au cours ou en fin d'une phase de déformation principale, par exemple la phase incaïque à l'Eocène moyen-supérieur. L'hypothèse de la réaimantation semble par ailleurs, confortée par l'identification d'hématite certainement secondaire dans ces niveaux (Fig. IV-3a,b).

Enfin, pour certains cas particulièrement défavorables (40% des sites) il n'a pas été possible de déterminer une direction d'aimantation caractéristique en raison soit d'une trop grande instabilité des directions de l'aimantation restante lors de la désaimantation, renforcée par une faiblesse naturelle du signal magnétique (site PE109 ou 115, Fig. IV-10), soit de la présence de réaimantations multiples ayant affecté l'échantillon au cours de son histoire (site PE112 par exemple). La présence de composantes multiples et partiellement superposées se traduit en général par des évolutions directionnelles complexes qui semblent parfois décrire des petits

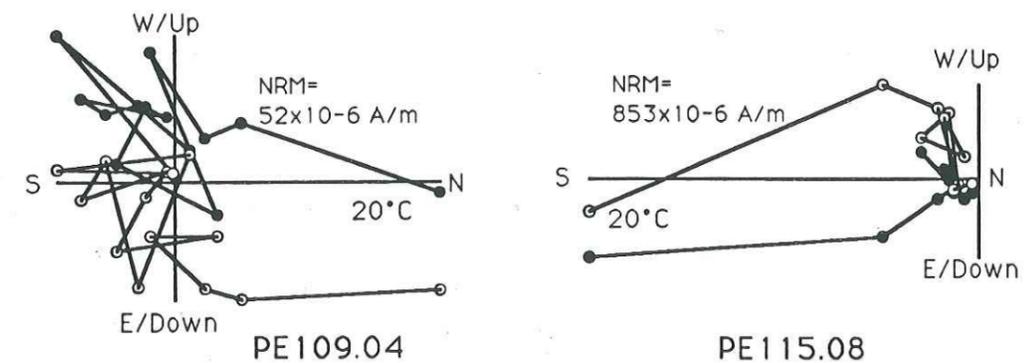


Figure IV-10: Diagrammes vectoriels de deux échantillons montrant des instabilités importantes lors de la désaimantation en laboratoire. (mêmes conventions que précédemment).

cercles de projection et rend impossible l'utilisation de l'intersection des cercles de réaimantation. Certains de ces sites ont été essayés en désaimantation par champs alternatifs après une désaimantation thermique modérée dans le but d'obtenir une meilleure séparation des différentes composantes en présence. Malheureusement, aucune amélioration notable n'a pu être obtenue au moyen de ce traitement, certains échantillons pouvant même parfois rester totalement insensibles aux champs alternatifs jusqu'à 80 mT, champ maximal applicable avec l'appareil utilisé, témoignant de la présence de minéraux à forte coercivité.

c) - Tests de précocité.

Pour chacun des sites étudiés, la direction de l'aimantation caractéristique a été calculée au moyen de la statistique de Fisher (1953) appliquée aux directions individuelles identifiées sur chaque échantillon, ou appliquée aux différents cercles de réaimantation. Les résultats directionnels obtenus sur ces sites seront exposés dans le chapitre suivant.

Le test des inversions a pu être appliqué pour le site PE136, qui comporte à la fois des directions normales et inverses. Les deux groupements sont parfaitement opposés (Fig. IV-11):

directions normales: N = 10; D = 323.1°; I = -23.1°; K = 67; $\alpha_{95} = 6^\circ$,
directions inverses: N = 2; D = 153.2°; I = 16.4°; -----

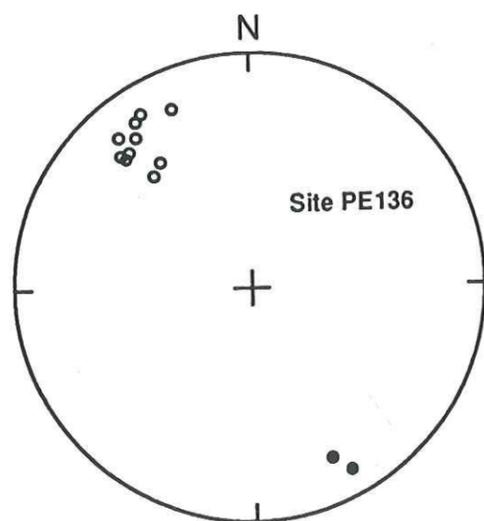


Figure IV-11: Projection à égales surfaces des directions d'aimantation stables obtenues sur le site PE136. Les ronds noirs correspondent aux aimantations inverses (hémisphère inférieur), les ronds blancs, aux aimantations normales (hémisphère supérieur). On notera la bonne antipodalité des directions normales et inverses.

Le test est donc positif ce qui indique que toutes les composantes secondaires d'aimantation ont bien été éliminées au cours du traitement au laboratoire. La

direction caractéristique moyenne du site est calculée une fois que toutes les directions des échantillons ont été remises dans la même polarité. On peut observer que la présence de composantes de polarité inverse pour des niveaux datés de l'Albien moyen est surprenante. Cet étage appartient en effet à la zone "calme" du Crétacé supérieur qui s'étend de l'Aptien inférieur au Santonien terminal et qui se caractérise par l'absence d'inversions reconnues de la polarité du champ magnétique terrestre. La même remarque peut être apportée au site PE 138 de la formation Pariahuanca de l'Aptien supérieur pour lequel toutes les aimantations caractéristiques identifiées sont de polarité inverse. Deux hypothèses sont donc à envisager. Soit les aimantations identifiées ont effectivement l'âge stratigraphique de la roche, au quel cas il faut envisager l'existence d'un ou de plusieurs intervalles de polarité inverse au sein de la zone "calme" du Crétacé supérieur effectivement assez mal documentée sur le plan de sa magnétostratigraphie. De telles aimantations de polarité inverse ont en effet été décrites récemment dans l'Albien des Apennins (Tarduno et al., 1992). Soit il faut admettre que les aimantations mesurées sont des réaimantations postérieures au long intervalle normal du Crétacé supérieur. Le même problème se pose pour les sites crétacés présentant des aimantations antiparallèles (exemple site PE 114, Fig. IV-9). Si l'une des aimantations est probablement précoce, l'autre, si elle n'est pas liée à un court épisode inverse dans le crétacé serait beaucoup plus tardive si l'on en croit la durée reconnue pour la zone "calme" crétacée. Il faudrait en effet attendre une réaimantation post-santonienne et anté-éocène, soit dans certains cas près de 20 Ma entre l'acquisition de l'aimantation précoce et celle de la réaimantation. Si tel est le cas, puisque les deux groupes de directions sont bien opposés, il faut admettre qu'aucun déplacement notable de la région étudiée n'est intervenu entre l'acquisition des deux aimantations antiparallèles.

Un test du pli a pu être effectué au niveau de deux sites prélevés sur les deux flancs d'un pli anticlinal à axe sub-horizontale, situé dans la partie occidentale de la région des hauts plateaux du centre du Pérou (sites PE116 et 117; Fig. III-12, chap. III). Dans cette zone les formations calcaires ont été affectées par des plissements associés à la phase Quechua 1 d'âge miocène inférieur (Angeles, 1987). La correction des pendages de ces deux sites entraîne un regroupement significatif des directions des aimantations caractéristiques calculées (McElhinny (1964):

N=20 (PE116: N=8; PE117: N=12)
Avant correction de pendage: $K_1 = 7.42$;
Après correction de pendage: $K_2 = 42.45$
 $K_2/K_1 = 5.721$; $F(38,38) 1\% = 2.17$

Ceci indique que la fossilisation de ces aimantations stables individualisées dans ces sites est antérieure à l'épisode de déformation.

d) - Conclusions sur les caractéristiques magnétiques des formations calcaires du Pérou central.

Les analyses de minéralogie magnétique réalisées sur des échantillons pilotes appartenant aux différentes formations sédimentaires détritiques marines du Crétacé du centre du Pérou ont permis de montrer que le signal magnétique de ces roches est en général porté soit par des sulfures magnétiques (pyrrhotite..) développés à la faveur de l'environnement réducteur de ces sédiments, soit par de la magnétique originelle ou par un mélange de ces deux types de minéraux. Quelques uns des sites étudiés présentent une minéralogie plus complexe caractérisée en plus par la présence d'hématite vraisemblablement secondaire. La présence d'hématite, indicatrice d'un début d'altération des sédiments, entraîne généralement des comportements directionnels complexes au cours des désaimantations du fait de l'acquisition d'une ou plusieurs ARC qui se superposent à la composante caractéristique. L'utilisation de méthodes indirectes (cercles de réaimantation) est alors nécessaire pour retrouver la direction de cette aimantation caractéristique. Un certain nombre d'arguments permettent de proposer une origine primaire pour cette dernière. Sa polarité est généralement normale et s'accorde avec l'âge des sédiments et nos connaissances actuelles sur la magnétostratigraphie du Crétacé moyen-supérieur. La nature du minéral magnétique porteur de cette aimantation et les conditions oxydo-réductrices particulières qui ont permis sa préservation sont aussi des indices d'une origine primaire. Enfin, les directions caractéristiques obtenues et leur bon regroupement général observé lors de la correction des pendages individuels des sites indiquent une acquisition de l'aimantation antérieure aux déformations. Seuls quelques sites discutés précédemment semblent avoir soufferts de ces déformations et avoir perdu leur aimantation primaire lors des structurations andines.

III - Propriétés magnétiques des formations magmatiques (intrusives et volcaniques) du centre et du sud du Pérou.

Nous allons présenter dans ce paragraphe les caractéristiques magnétiques des séries magmatiques du centre et du sud du Pérou, en distinguant les séries intrusives et les séries volcaniques. Les formations intrusives correspondent aux massifs plutoniques calco-alcalins du batholite côtier ainsi qu'aux quelques petits massifs granitiques et tonalitiques post-paléocènes situés à l'est de celui-ci. Les formations volcaniques qui seront analysées correspondent au groupe Casma de l'Albien, au groupe Calipuy du Paléocène terminal-Miocène moyen, au groupe Nazca du Miocène inférieur et, enfin, à des dykes et des cheminées volcaniques d'âges variés allant de l'Eocène supérieur à la base du Pliocène.

A la différence des échantillons de roches sédimentaires présentés dans le paragraphe précédent, les roches magmatiques de cette partie de la cordillère présentent généralement des comportements plus simples durant les désaimantations. De tels comportements s'accordent en général avec des minéralogies magnétiques également simples, c'est-à-dire dominées par une seule espèce minérale.

Nous avons réalisé les mêmes expériences que précédemment afin de préciser le contenu minéralogique de ces séries magmatiques.

1) - Propriétés magnétiques des séries intrusives du centre et du sud du Pérou.

a) Données sur la minéralogie magnétique.

La méthodologie employée pour étudier la minéralogie magnétique des 31 sites prélevés dans les formations intrusives du sud et du centre du Pérou est ici la même que celle développée dans le paragraphe précédent pour l'étude des sédiments. Il s'agit du tracé des courbes d'acquisition et de destruction de l'ARI, des courbes thermomagnétiques obtenues à la balance de Curie et des cycles d'hystérésis.

- Les courbes d'acquisition et de destruction de l'ARI à saturation.

Les expériences d'acquisition d'ARI à saturation ont été réalisées selon les mêmes paliers que précédemment jusqu'à 2.7 T. Après saturation l'ARI des échantillons a été détruite progressivement en appliquant un champ de sens opposé jusqu'à annulation complète de la rémanence. Tous les échantillons, à

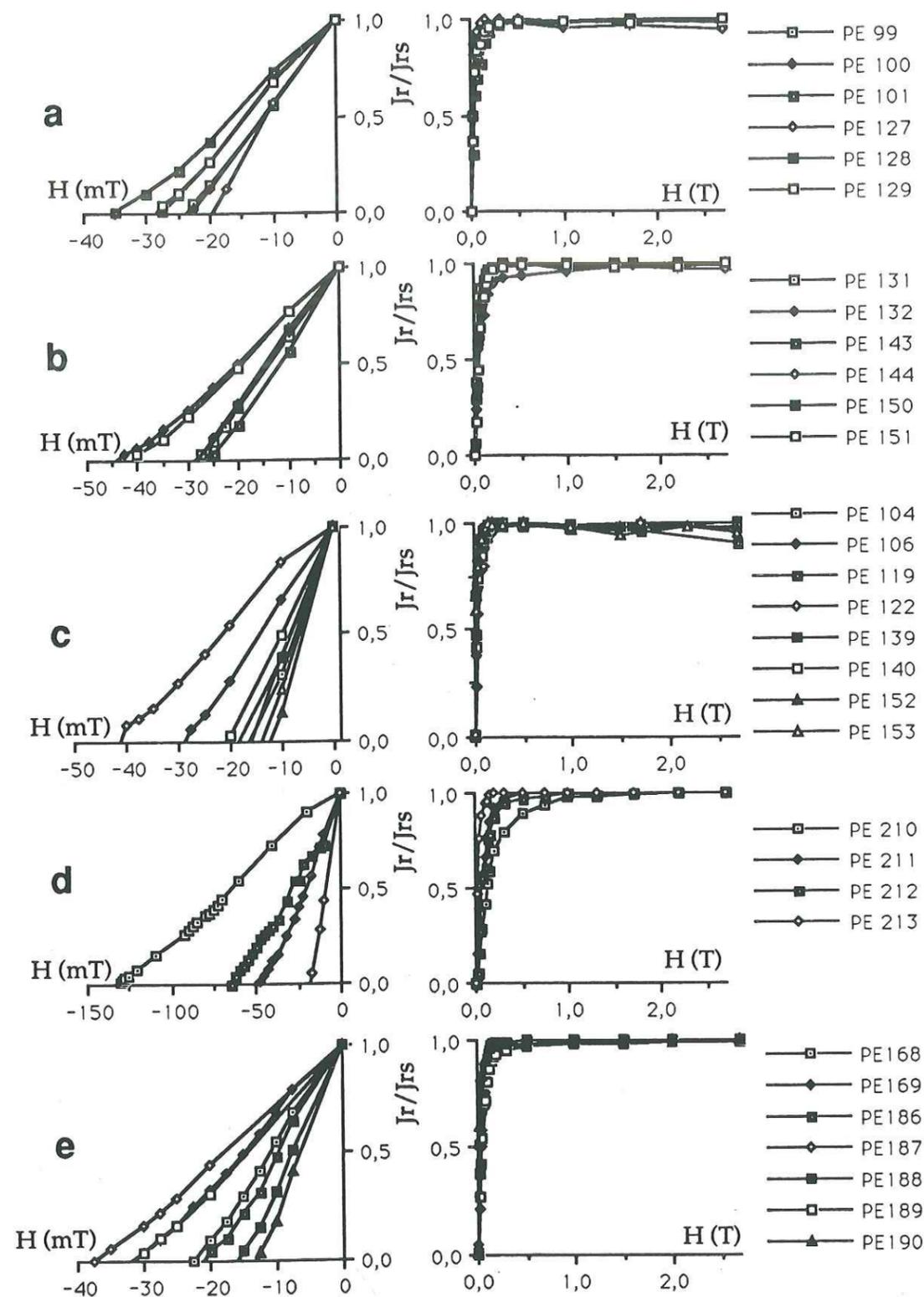


Figure IV-12: Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite), et de détermination du champ coercitif rémanent H_{cr} (à gauche) des échantillons prélevés dans les formations intrusives du sud et du centre du Pérou. Pour les sites regroupés dans les Figs a), b), c) et e) on observe une saturation rapide des échantillons pour des champs inférieurs à 0,3 T ainsi que des faibles valeurs de H_{cr} . Ce comportement est caractéristique de la présence de minéraux à faibles champs coercitifs tels que la magnétite ou les sulfures magnétiques. d): échantillons prélevés dans l'intrusif granitique d'Acos montrant des courbes à saturation plus tardive que dans les cas précédents (atteinte pour seulement 1 T), et montrant également des valeurs de H_{cr} plus élevées, atteignant 130 mT pour l'échantillon PE210. Dans ce cas sont associés à de l'hématite, minéral à forts champs coercitifs, des minéraux à faibles champs coercitifs (probablement la magnétite).

l'exception de trois des quatre sites des granites d'Acos (sites PE210, PE211, PE212), présentent des courbes d'acquisition d'ARI caractérisées par une saturation rapide pour des champs de l'ordre de 0,2 à 0,3 T et des H_{cr} compris entre 15 et 50 mT (Fig. IV-12). Ces comportements sont caractéristiques de minéraux magnétiques à faible champs coercitifs tels que la magnétite, la maghémite ou les sulfures.

Les échantillons granitiques provenant des sites PE210, PE211, PE212 (Fig. IV-12d) présentent quant à eux, une saturation moins brutale qui est cependant atteinte pour un champ maximum de 1 T. Un H_{cr} de 130 mT a été déterminé pour l'échantillon du site PE210, les deux autres sites étant caractérisés par des champs coercitifs rémanent un peu plus faibles (de 50 à 70 mT). Ces caractéristiques sont vraisemblablement le reflet d'une minéralogie multiple comportant de l'hématite à champs de blocage modérés, en association à des minéraux de type magnétite ou sulfures caractérisés au contraire par une saturation rapide.

- Les courbes thermomagnétiques.

L'intensité généralement élevée de l'aimantation naturelle des intrusifs d'âge crétacé, paléocène et oligocène a permis de réaliser des analyses thermomagnétiques à la balance de Curie directement sur des fragments d'échantillons broyés. Vingt sept sites ont ainsi été analysés. La plupart des courbes obtenues (Fig. IV-13) montrent des résultats remarquablement similaires et sont caractérisées par un point de Curie unique compris entre 560 et 580°C. Ces courbes obtenues sous atmosphère d'azote pour éviter au maximum les oxydations sont en général réversibles, ce qui montre l'absence de transformations minéralogiques notables durant les expériences. Ces résultats indiquent que la fraction magnétique des intrusifs du centre et du sud du Pérou est essentiellement constituée de magnétite pure ou à très faible teneur en titane.

Les sites correspondant aux intrusifs du massif d'Acos comportent au contraire une minéralogie magnétique plus complexe en accord avec ce qui a été observé plus haut pour l'acquisition des ARI et les H_{cr} . Cette minéralogie est caractérisée par au moins deux points de Curie, l'un au delà de 300°C (site PE210) ou au delà de 450°C (site PE212), l'autre vers 580°C qui caractérise avec certitude la magnétite. Un troisième point de Curie est parfois observé à 700°C et correspond à l'hématite. Celle-ci est soit de l'hématite effectivement contenue dans la roche (confirmé surtout pour le site PE210 par les données des courbes d'ARI), soit de l'hématite néoformée durant la chauffe par transformation des minéraux magnétiques à températures de Curie plus faibles (magnétite ou sulfures). La non réversibilité des courbes de ces sites indique effectivement qu'une partie de cette hématite serait de néoformation.

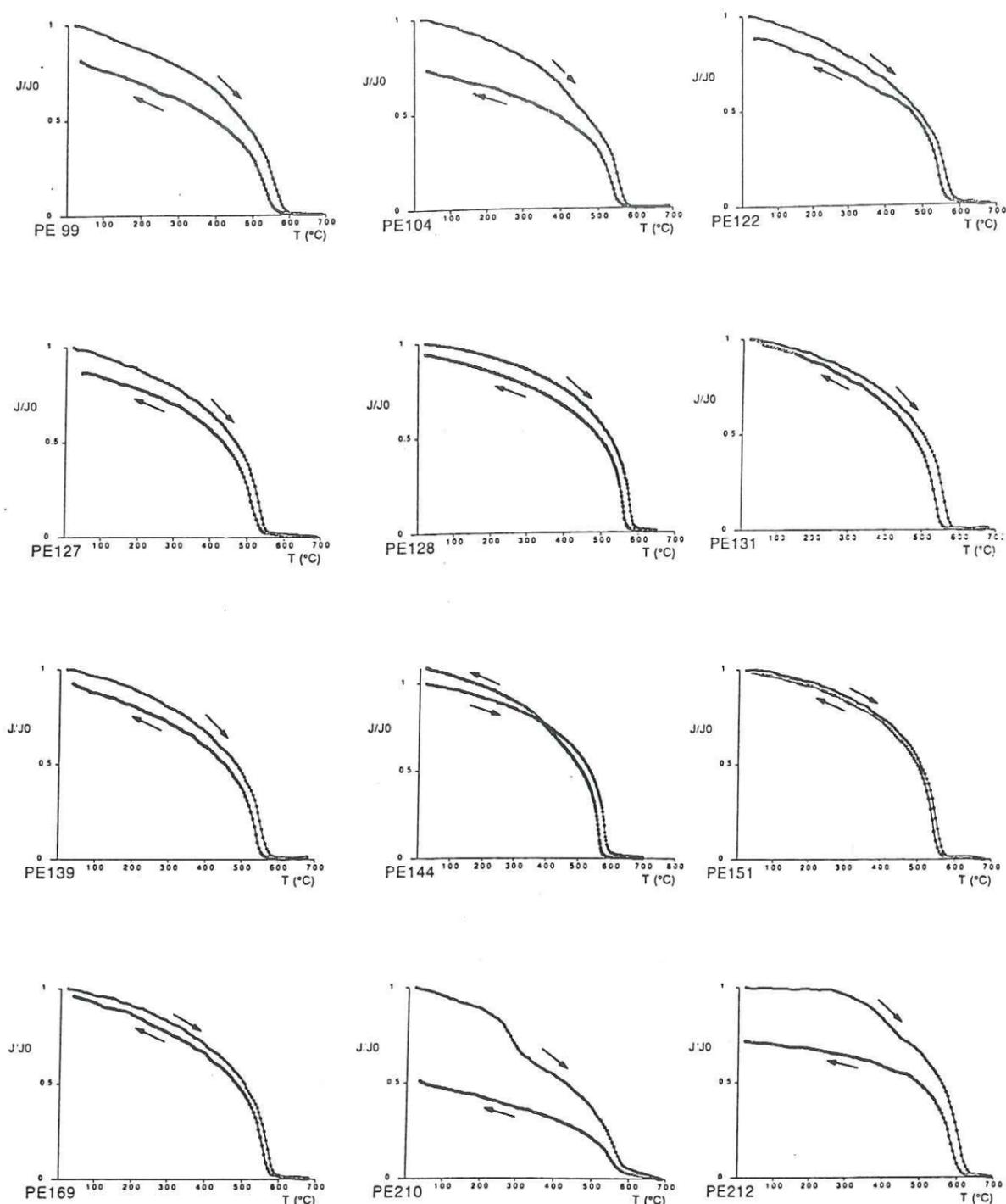


Figure IV-13: Courbes thermomagnétiques normalisées montrant la présence de magnétite pure ou à très faible teneur en titane (températures de Curie comprises entre 560 et 580° C), obtenues sur des fragments broyés des différents formations intrusives du sud et du centre du Pérou. Les courbes des sites PE210 et 212 (intrusif d'Acos) présentent une ou deux autres phases magnétiques en plus de la magnétite (voir texte).

- Les cycles d'hystérésis et les paramètres d'hystérésis.

Une étude de la nature et de la taille des grains de la fraction magnétique des intrusifs a été tentée sur quelques fragments d'échantillons broyés, la poudre ainsi obtenue ayant été ensuite compactée sous forme de pastilles de 3 mm de diamètre. Ces pastilles ont été mesurées au moyen du Micromag 2900 de manière à tracer les cycles d'hystérésis et à déterminer les valeurs caractéristiques de H_c , J_r et J_s . Le H_{cr} a été également mesuré sur les mêmes pastilles avec le même appareil.

Les formes des cycles d'hystérésis correspondant aux sites PE 104, PE 122, PE 140 et PE 212, leurs valeurs de J_s élevées (comprises entre 7 et 30 memu) et leurs faibles valeurs de H_{cr} (comprises entre 35 et 57 mT) sont caractéristiques de la présence prédominante de magnétite (Fig. IV-14a). Par contre, les valeurs de H_{cr} et de H_c relativement élevées (81 mT et 33 mT respectivement) observées pour l'échantillon du site PE210 indiquent la présence, au moins en partie, d'hématite dans cet échantillon. La valeur de H_{cr} obtenue sur la pastille est sensiblement différente de la valeur de H_{cr} obtenue sur échantillon standard par destruction de l'ARI. Elle se trouve en effet réduite de 40% après broyage. Cette modification des paramètres d'hystérésis liée au broyage, déjà observée dans les calcaires (Cf. paragraphe précédent, Fig. IV-4b,c) est illustrée pour un fragment d'échantillon du site PE 152 sur la Fig. IV-14b: après broyage, on observe une augmentation des paramètres H_c et M_r qui a pour effet d'élargir le cycle en le rendant plus "ventru". Le rapport H_{cr}/H_c diminue de plus de moitié tandis que le rapport J_r/J_s augmente pratiquement d'un facteur 5. Le broyage réalisé sur un échantillon de roche dure semble donc bien avoir un effet sensible sur la taille des grains magnétiques par une cassure des grains MD en grains PSD ou SD.

Nos mesures des paramètres d'hystérésis des échantillons des formations intrusives et volcaniques du centre du Pérou présentées dans l'article publié à Geophysical Research Letters (voir prochain chapitre), avaient toutes été réalisées sur échantillons broyés, bien avant la mise en évidence de l'effet du broyage sur la taille des grains magnétiques. Tous les rapports H_{cr}/H_c en fonction de J_r/J_s montraient une distribution bien groupée de la fraction magnétique dans le domaine des grains PSD. Ce bon groupement pourrait être en partie lié au broyage des échantillons, la taille réelle des grains pouvant être plus variable dans la réalité.

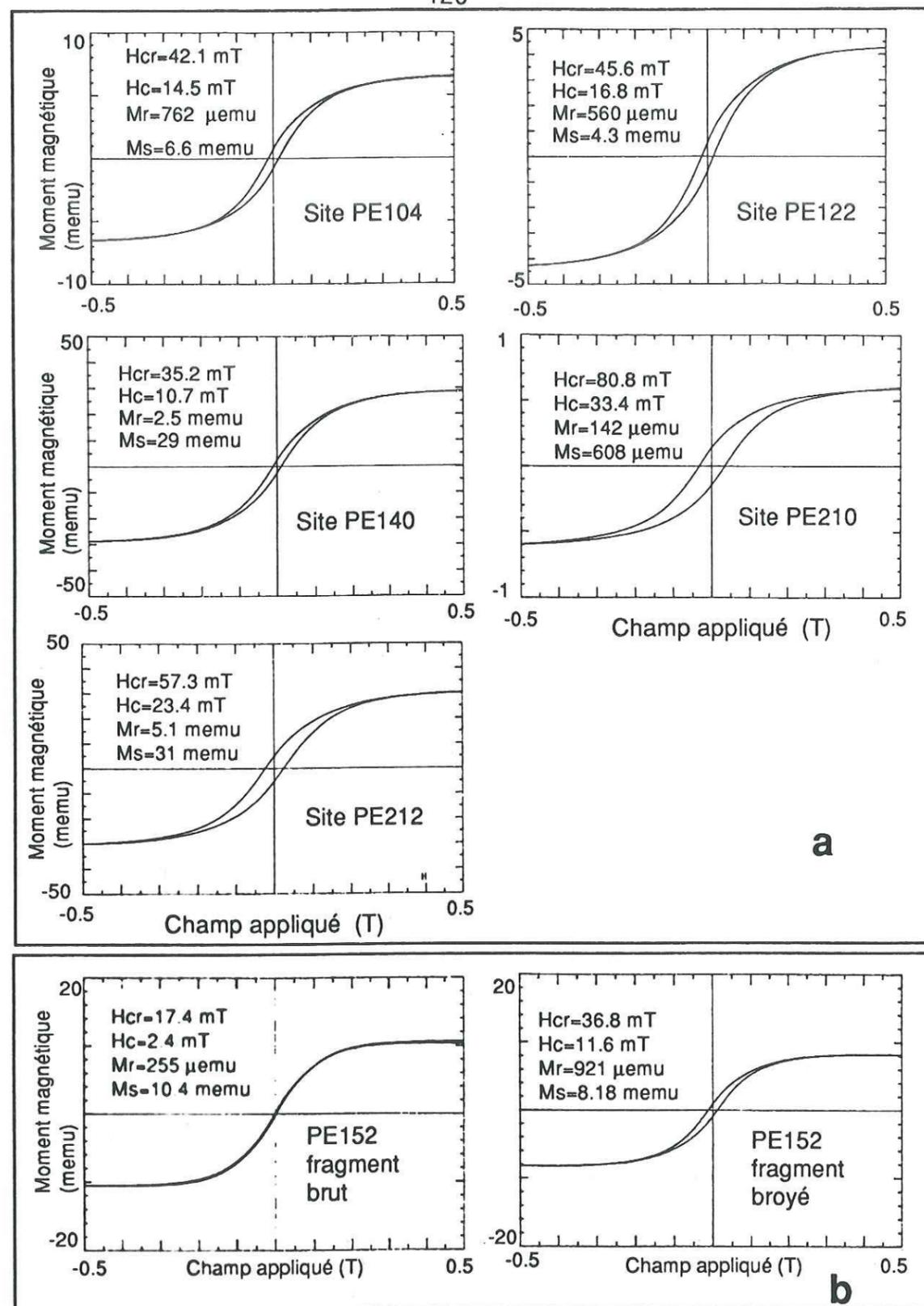


Figure IV-14: a) Exemples typiques des cycles d'hystérésis après correction de la composante paramagnétique, obtenus pour des échantillons prélevés dans les différentes formations intrusives du sud et du centre du Pérou. Les paramètres d'hystérésis obtenus sont caractéristiques de la présence prédominante de la magnétite comme minéral magnétique, sauf pour les échantillons PE210 et 212 qui accusent aussi la présence de l'hématite (voir texte). b) Exemple de "l'effet du broyage" sur les courbes d'hystérésis des échantillons des sites intrusifs. Le cycle devient "plus ventru" (les paramètres d'hystérésis changent indiquant une diminution de la taille moyenne des minéraux magnétiques) lorsque l'échantillon a été soumis au broyage et au compactage.

b) Résultats des désaimantations.

Les formations intrusives que nous avons étudiées sont à priori porteuses d'une ATR primaire. Pour cette raison, nous avons utilisé la désaimantation thermique qui est la méthode la plus appropriée pour explorer le spectre des températures de blocage des échantillons.

La caractéristique commune échantillons prélevés dans les intrusifs est leurs intensités d'aimantation naturelle toujours élevées. Les valeurs d'ARN sont en effet comprises entre 10^{-3} et 1.2 A/m.

Certains sites (20% du nombre total des sites d'intrusifs) ne comportent qu'une seule composante d'aimantation stable qui peut être mise en évidence dès le début de la désaimantation ou bien après élimination dès les basses températures d'une composante instable (Fig. IV-15). Ces sites correspondent principalement aux formations Tiabaya et Catahuasi respectivement du Crétacé supérieur et de l'Oligocène terminal.

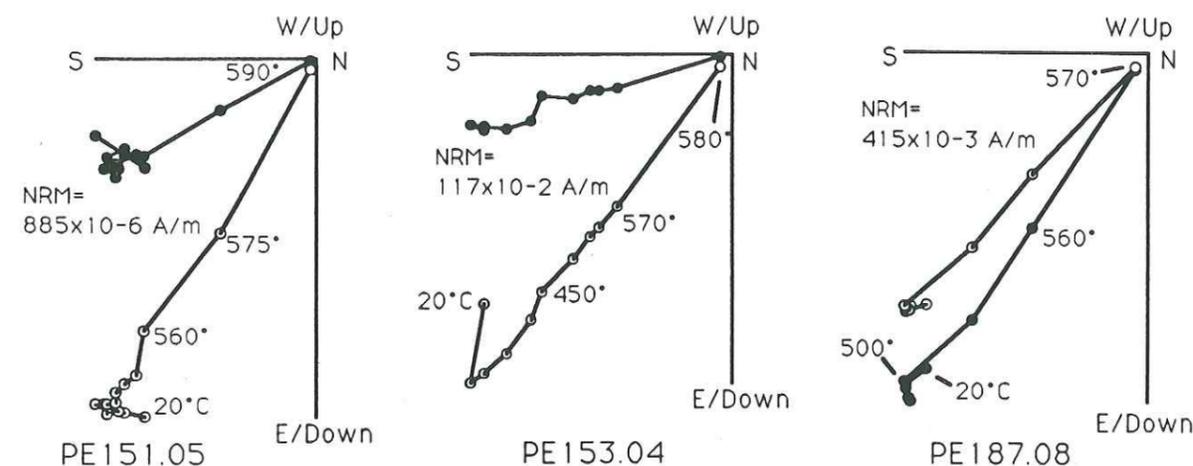


Figure IV-15: Diagrammes vectoriels de désaimantation thermique de sites d'intrusifs du centre et du sud du Pérou montrant une composante d'aimantation caractéristique unique (mêmes conventions que précédemment).

D'autres sites (environ 50% du total) comportent à la fois des échantillons pour lesquels une direction finale stable peut être isolée, et des échantillons pour lesquels la composante secondaire reste en partie superposée à l'aimantation primaire jusqu'à la fin de la désaimantation (Fig. IV-16). Pour ces sites, la direction caractéristique a été calculée en combinant les directions finales stables et les trajectoires des cercles de réaimantation.

Pour quelques sites (30% du total), il n'a pas été possible d'isoler une

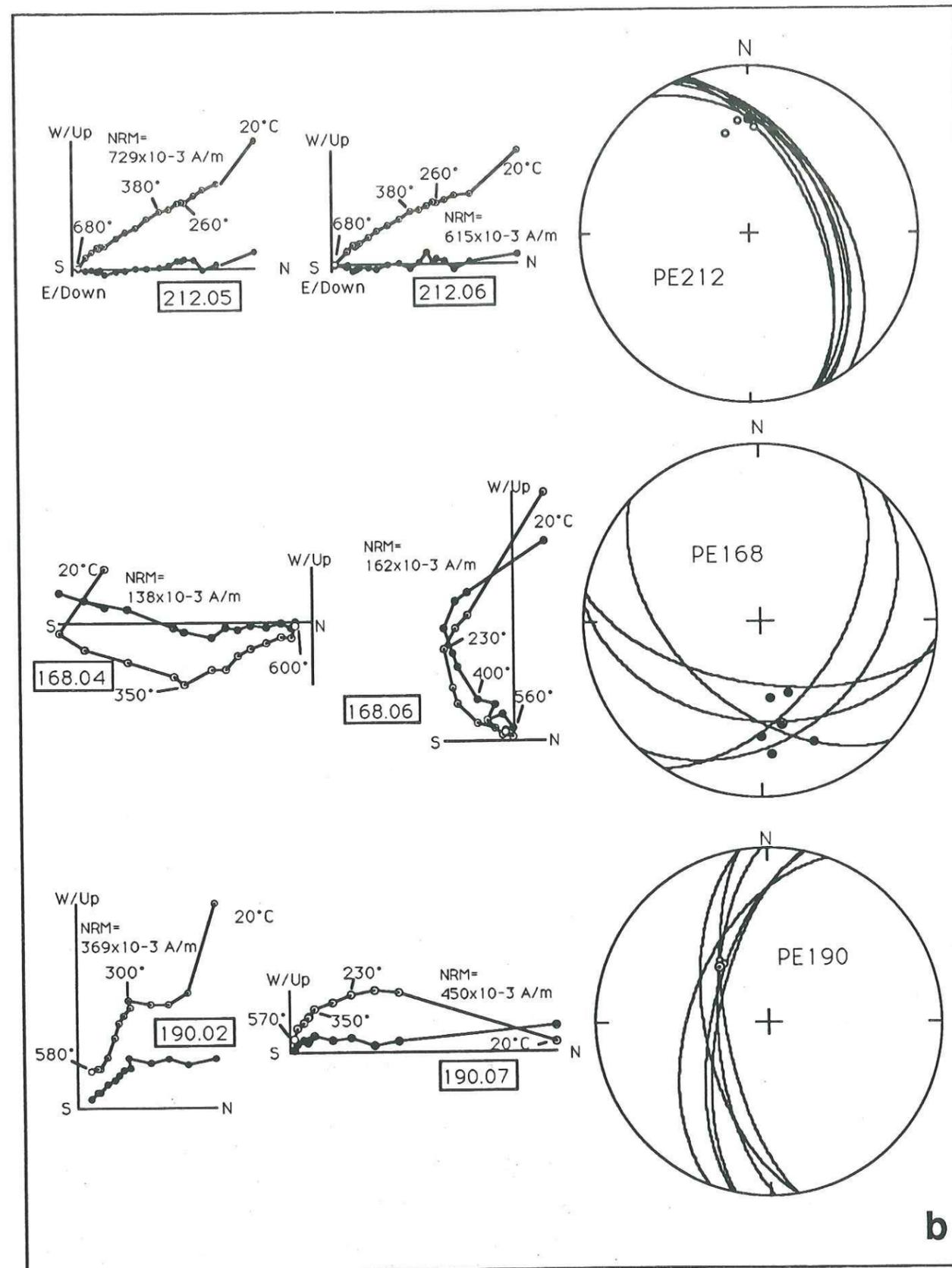
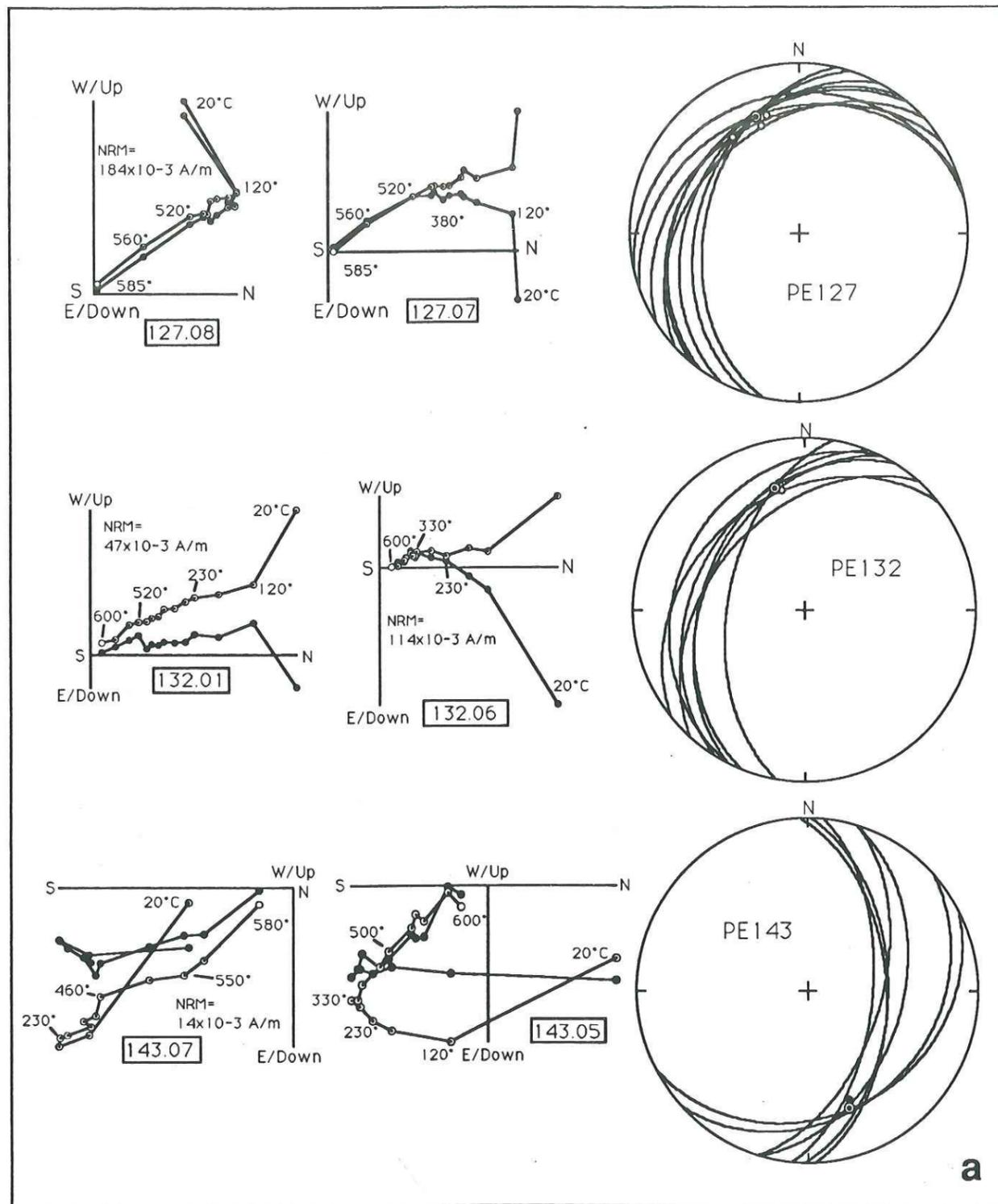


Figure IV-16 a) et b): Exemples de désaimantations obtenues pour des sites d'intrusifs du Centre et du Sud du Pérou caractérisés à la fois par des échantillons à composante caractéristique unique et par des échantillons comportant deux composantes partiellement ou totalement superposées. Le calcul de la direction caractéristique de chaque site (double cercle sur les diagrammes à égale surface de droite) est obtenu en combinant les directions finales stables et les trajectoires des cercles de réaimantation.

b

composante d'aimantation stable, tous les échantillons présentant des diagrammes de désaimantation complexes avec manifestement la présence d'au moins deux aimantations antiparallèles partiellement superposées. Les directions d'aimantation décrivent en effet des grands cercles de projection, soit toujours avec la même logique d'évolution (par exemple site PE131, Fig.IV-17a), ou bien indifféremment depuis la direction normale vers la direction inverse antipodale ou dans le sens contraire (par exemple site PE186, Fig.IV-17b). Les analyses de minéralogie magnétique montrent pour la plupart de ces sites qu'une seule espèce magnétique, la magnétite, avec un point de Curie unique proche de 580°C. Il semble donc que l'acquisition des deux aimantations antiparallèles mesurées se soit réalisée à peu de temps d'intervalle et corresponde soit à un refroidissement lent et graduel des intrusifs (durant au moins deux magnétozones successives), soit à une ARC partielle acquise sans changement de la nature des minéraux magnétiques. Dans le cas des intrusifs pour lesquels l'âge radiométrique coïncide avec la zone normale calme du Crétacé, il faut admettre l'existence d'une réaimantation partielle plus tardive pour expliquer la présence simultanée des deux aimantations de polarités contraires ou encore, comme cela a déjà été invoqué pour les calcaires dans le paragraphe précédent, les aimantations inverses ont pu être acquises durant des courtes périodes de polarité inverse qui aurait existé pendant le Crétacé moyen (Tarduno et al., 1992). Dans la première hypothèse, l'absence d'altération macroscopique et de familles magnétiques multiples suggèrent la possibilité d'une réaimantation engendrée par la croissance de minéraux magnétiques de même nature que les minéraux primaires sous l'effet par exemple d'un début de métamorphisme régional non décelé sur le terrain. Ce serait le cas en particulier des sites PE128 et PE129 de la super-unité Santa Rosa et du site PE127 de la super-unité Patap proches les uns des autres et datés du Crétacé supérieur. Cependant l'hypothèse d'une réaimantation partielle sous l'effet d'un réchauffement seul est difficile à envisager. Il est en effet normalement impossible d'obtenir des aimantations superposées par ce moyen puisqu'un réchauffement engendre une nouvelle ATR qui se substitue en partie à l'ATR primaire. En principe, elle se juxtapose donc à celle-ci mais ne s'y superpose pas.

Deux autres sites (PE139 et PE144), parmi les premiers étudiés, n'avaient pu être interprétés car ils ne montraient pas d'aimantation finale stable. Le traitement par champs alternatifs avait été essayé sur les échantillons du site PE139 après désaimantation thermique modérée jusqu'à 230°C afin d'ôter toute composante visqueuse. Cependant, aucune amélioration notable des résultats directionnels

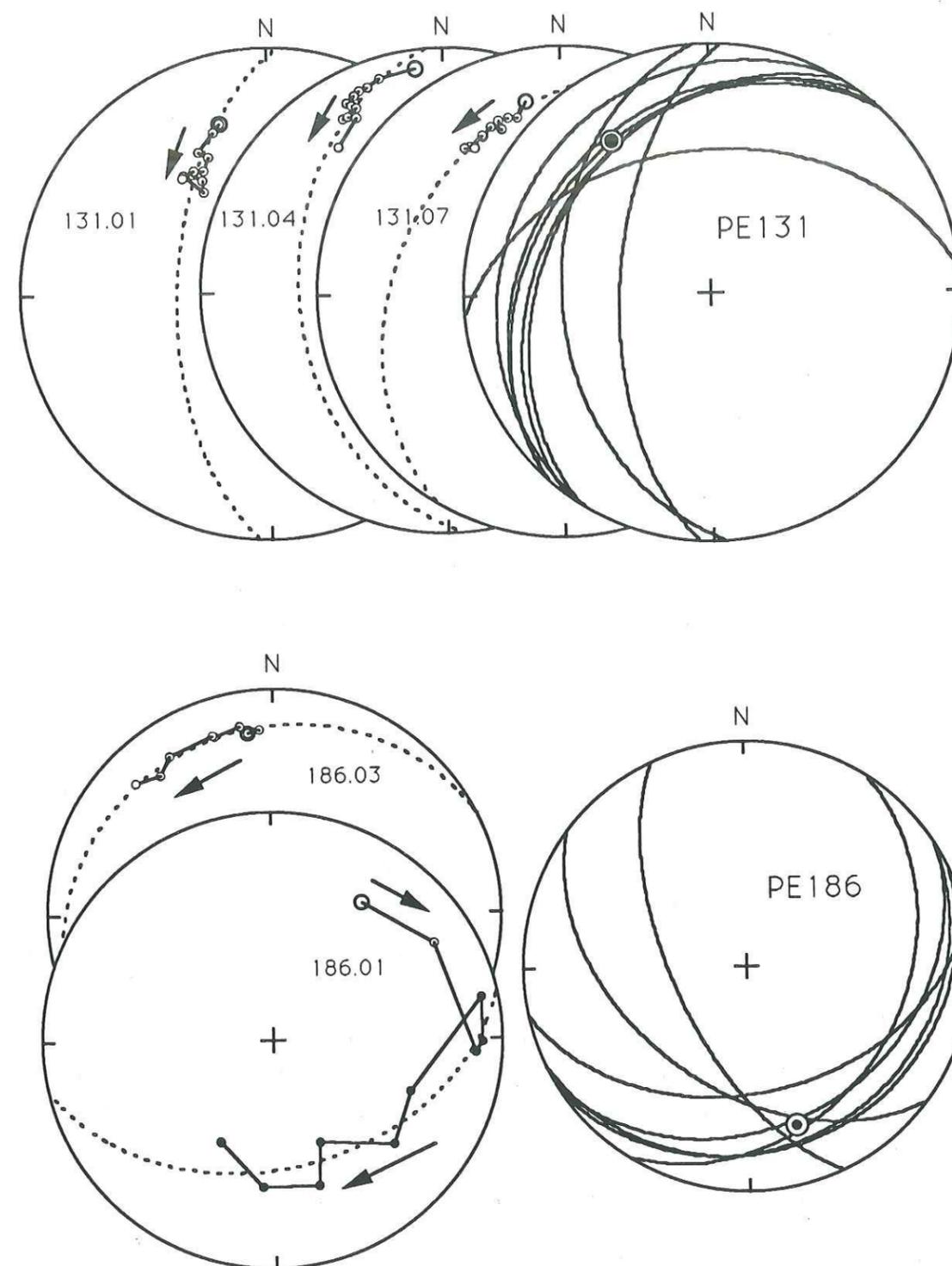


Figure IV- 17: Exemples de désaimantation d'échantillons des formations intrusives du Sud et du Centre du Pérou caractérisés par la présence systématique de deux aimantations antiparallèles superposées. L'aimantation évolue toujours le long d'un grand cercle de projection soit toujours dans le même sens (site PE131), soit dans des sens différents (site PE186). La direction caractéristique de chaque site (double cercle) est définie par l'intersection moyenne des différents cercles.

n'avait été observée. Ces sites qui présentaient des aimantations dont l'évolution était décrite par des grands cercles, ont été par conséquent réinterprétés et ont donné des résultats cohérents. On peut cependant remarquer que même après cette réinterprétation, le site PE144 conserve toujours une déclinaison plus fortement déviée que celles des autres sites d'âge comparable. Il convient de préciser également que les résultats de 13 sites parmi tous les sites d'intrusifs étudiés ont été affinés par la prise en compte de données supplémentaires et/ou par la combinaison de grands cercles de projection et de directions finales stables. Par conséquent des modifications mineures ont été apportées aux directions caractéristiques des sites publiées dans Macedo-Sánchez et al. (1992a, 1992b) (voir chapitre suivant). Ces modifications ne changent en rien les conclusions finales, ni les rotations calculées à partir des directions paléomagnétiques moyennes régionales.

Les sites échantillonnés dans les différents affleurements de l'intrusif granitique d'Acos d'âge éocène terminal (PE210 à 213; Fig. III-7) comportent tous des aimantations multiples (Fig. IV-18). Pour certains échantillons seulement, il est possible de mettre en évidence une seule composante d'aimantation normale, mais de direction grossièrement N-S. Tous les autres échantillons de ces sites ont une aimantation qui évolue progressivement au cours des désaimantations depuis cette direction normale vers une direction inverse, mais sans jamais l'atteindre. Les cercles de réaimantation décrits par ces évolutions indiquent que cette composante inverse est antiparallèle à la composante normale, au moins pour les sites PE210 et 213. Pour les sites PE211 et 212, il n'existe qu'une seule famille de cercles ce qui ne permet pas de démontrer l'antipodalité des deux composantes. Toutefois, les sites PE210 et 211 étant géographiquement très proches, leurs directions stables et leurs cercles de réaimantations ont été combinés pour une meilleure définition des deux directions d'aimantation antipodales. Il est à noter que le passage progressif depuis une composante vers l'autre s'effectue en empruntant l'hémisphère supérieur de la projection pour les sites PE210 et 211 appartenant à l'affleurement oriental, et en empruntant l'autre hémisphère pour les sites PE212 et 213 appartenant à l'affleurement occidental. Pour le site PE210 ainsi que pour la majorité des échantillons du site PE212, la présence de composantes multiples résulte de la minéralogie complexe associant probablement magnétite (désaimantation achevée à 580°C) et hématite (saturation tardive au niveau des courbes d'acquisition de l'ARI et valeurs de Hcr proches de 130 mT, voir paragraphe précédent). Ce point semble confirmé pour le site PE212 par le fait que les trois directions finales stables obtenues correspondent à des

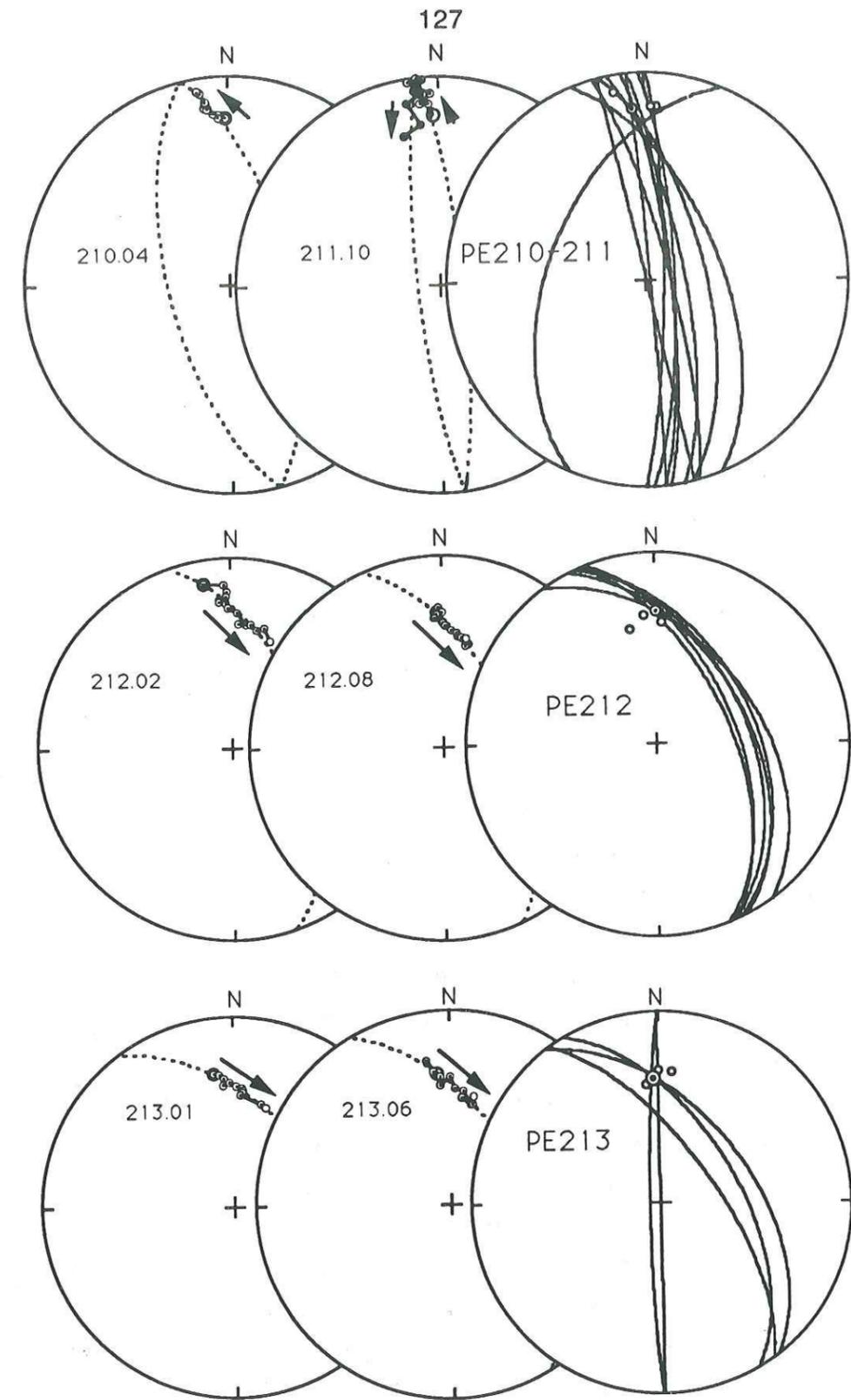


Figure IV-18: Projection à égales surfaces des directions d'aimantations lors de la désaimantation des échantillons de l'intrusif granitique d'Acos. Pour les sites PE210-211, et PE213 l'aimantation évolue depuis une direction normale vers une direction inverse en suivant des trajectoires variées indiquant la présence de deux composantes d'aimantation antiparallèles. Par contre, dans le cas du site PE212 où on observe une seule famille de cercles de réaimantation on ne peut pas démontrer que les deux composantes contenues dans tous les échantillons sont antipodales. (mêmes conventions que précédemment).

échantillons pour lesquels la désaimantation était achevée à 580°C, alors que les échantillons à composantes multiples ont leur désaimantations achevées à plus haute température (jusqu'à 680°C). Pour les autres sites d'Acos, les composantes multiples semblent être portées par des familles magnétiques de même nature, vraisemblablement de la magnétite.

Les directions antipodales dirigées selon une direction grossièrement N-S laissent à priori présager l'existence d'une réaimantation selon une direction sub-actuelle, c'est-à-dire postérieure à toute phase tectonique. Les intrusifs d'Acos ont été initialement datés à 24 et 19 Ma respectivement pour les massifs occidentaux et orientaux (Cobbing et al, 1981). Ces âges ont été remis en question plus récemment par Soler (1987) qui considère les intrusifs d'Acos comme appartenant à un épisode magmatique plus ancien, daté à environ 37 Ma. Les âges obtenus directement sur les intrusifs seraient en fait rajeunis par un épisode de métamorphisme régional d'âge miocène inférieur et qui aurait affecté la Cordillère Occidentale dans cette région (Soler, 1987). Il est probable que cet épisode de métamorphisme ait effacé la mémoire magnétique primaire de ces roches et soit une des causes des réaimantations mises en évidence. Toutefois, la superposition et la nature des composantes suggère là encore une réaimantation chimique plutôt que thermique. Par ailleurs, les directions paléomagnétiques sub-actuelles obtenues n'écartent pas l'hypothèse d'une réaimantation plus récente que l'épisode de métamorphisme (pour autant que son âge soit connu avec certitude). Pour ces raisons, nous n'avons pas pris en considération les données des intrusifs d'Acos lors de nos interprétations géodynamiques.

Pour un seul site (PE119), il n'a pas été possible d'isoler une direction d'aimantation caractéristique en raison d'une grande instabilité de l'ARN au cours des désaimantations. Cette instabilité serait étroitement liée à l'altération déjà avancée de ce site pour lequel seules les parties les plus fraîches avaient été sélectionnées sur le terrain. L'aimantation de ce site a donc probablement été modifiée à plusieurs reprises, sous l'effet d'une altération hydrothermale compliquée par des altérations météoriques postérieures.

Enfin, la susceptibilité en champ faible mesurée après chaque étape de désaimantation n'indique pas de changements importants de la minéralogie magnétique au cours des désaimantations jusqu'à 600°C, température maximale de désaimantation complète (Fig.IV-19).

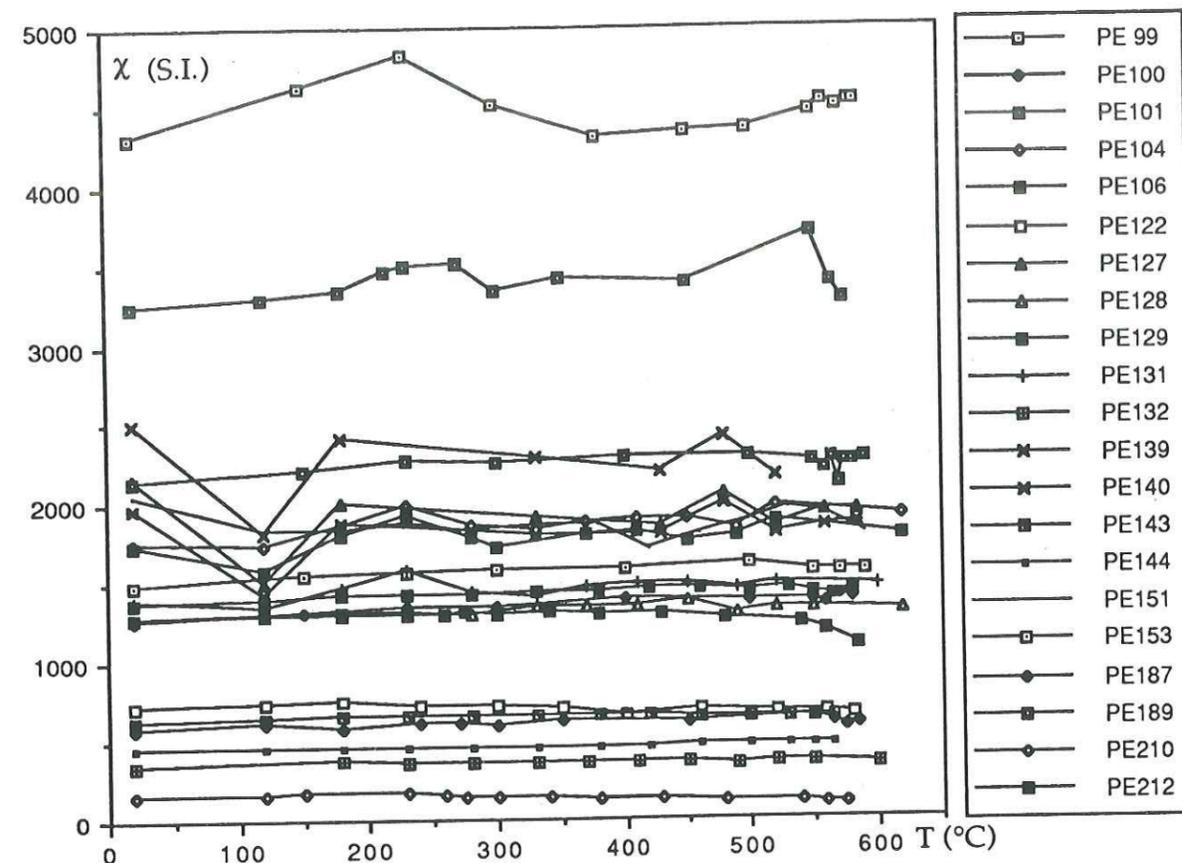


Figure IV-19: Courbes typiques d'évolution de la susceptibilité magnétique en champ faible mesurée après chaque étape de désaimantation au cours du traitement thermique des échantillons des roches intrusives crétacées et cénozoïques du Centre et du Sud du Pérou.

c) - Conclusions sur les caractéristiques magnétiques et sur les directions moyennes des formations intrusives crétacées et cénozoïques.

Les analyses de minéralogie magnétique conduites sur les échantillons prélevés dans les différents intrusifs d'âge crétacé à miocène supérieur du centre et du sud du Pérou indiquent qu'en règle générale l'ARN des échantillons est portée par un seul type de minéral magnétique qui est la magnétite. Seules quelques exceptions se caractérisent par une minéralogie magnétique plus complexe qui est en général le signe d'une altération et d'une réaimantation plus récente que l'âge de la roche.

3) Les formations volcaniques crétacées et cénozoïques du centre et du sud du Pérou.

Les résultats des analyses de minéralogie magnétique et le commentaire des désaimantations opérées sur les roches volcaniques de ces régions seront détaillés formation par formation. Nous conserverons l'ordre chronologique de mise en place de ces formations pour la présentation des résultats. Les techniques d'analyse sont les mêmes que celles utilisées pour les formations intrusives décrites précédemment.

3.1) Le Groupe Casma.

Il a été daté localement de l'Albien moyen et pourrait se poursuivre dans l'Albien supérieur (voir Chap. III). Les échantillons prélevés pour le paléomagnétisme correspondent à des pillow-lavas, des coulées basaltiques, des laves et des brèches volcaniques andésitiques situés dans la partie centrale du Pérou (12 sites).

a) Minéralogie magnétique.

- Les courbes thermomagnétiques obtenues à la balance de Curie sur un échantillon de chaque site montrent en général un ou deux points de Curie dont le plus faible est mis en évidence vers 400°C et le plus élevé toujours situé vers 580°C et caractérise la magnétite (Fig. IV-20). Le point de Curie situé vers 400°C est mis en évidence sur les sites PE102, PE124, PE145, PE147 et PE149 par une rupture de pente au niveau de la courbe de chauffe, plus ou moins marquée selon les échantillons. Celle-ci caractériserait soit un certain type de sulfure magnétique soit une magnétite titanifère. Dans le cas du site PE145, correspondant à des pillow-lavas océaniques, il est possible que cette rupture de pente caractérise la maghémite, fréquente dans ce type de roches et correspondant à une oxydation basse température des titanomagnétites originelles. Cette maghémite se transforme en hématite vers 300-400°C ce qui pourrait expliquer la non réversibilité des courbes thermomagnétiques de chauffe et de refroidissement. Dans quelques cas (sites PE124, PE125 et PE130) la présence d'hématite est également mise en évidence par un point de Curie aux alentours de 700°C. Celle-ci peut résulter de la transformation des minéraux primaires lors de la chauffe ou bien elle peut être présente naturellement dans les échantillons. On remarque que

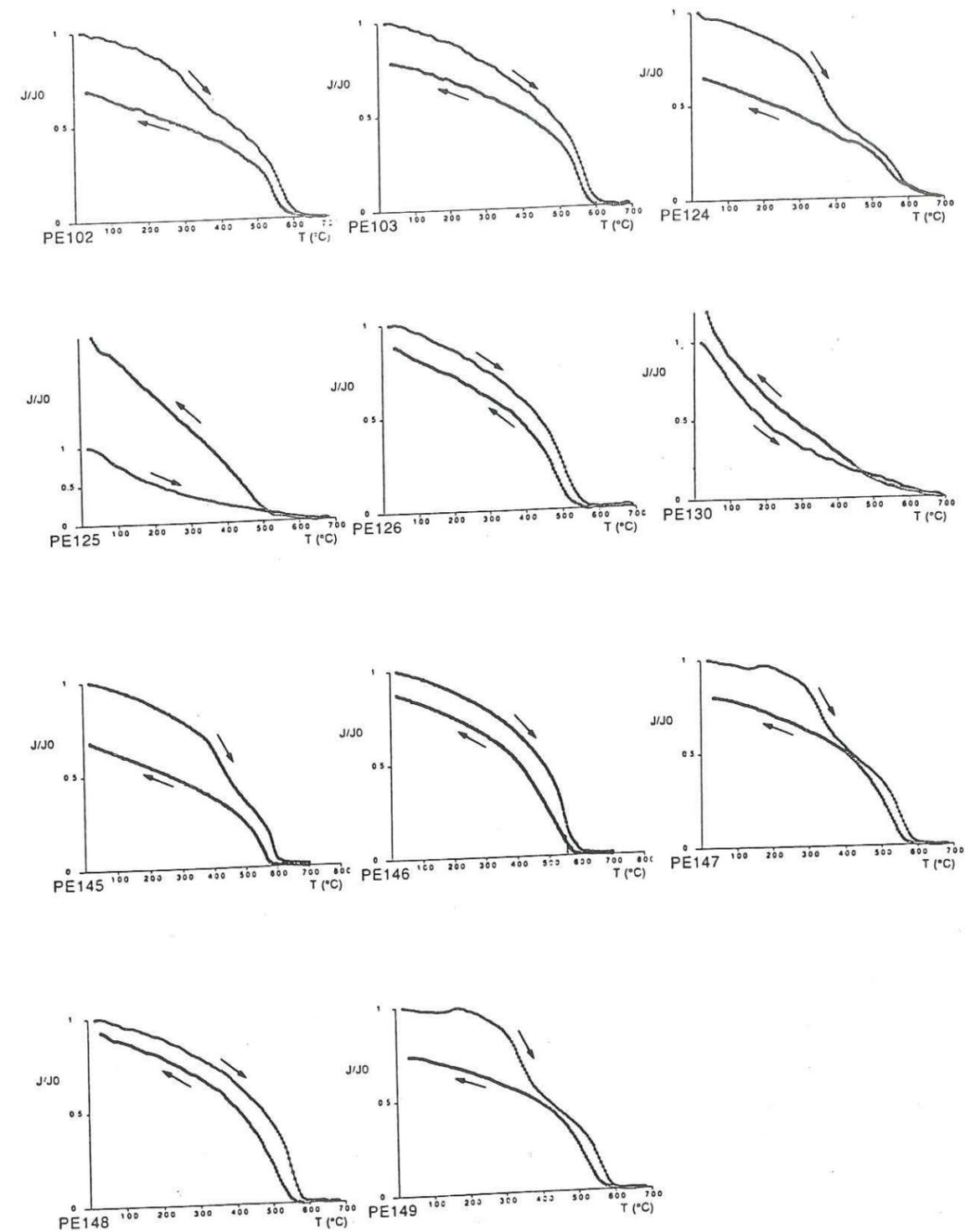


Figure IV-20: Courbes thermomagnétiques normalisées correspondant aux échantillons du groupe Casma montrant des points de Curie uniques (sites PE103, 126, 146, 148), ou multiples (autres sites). En général on observe aussi une irréversibilité des courbes de refroidissement mettant en évidence des transformations minéralogiques mineures ou au contraire importantes au cours de l'expérience (voir explications dans le texte).

les courbes thermomagnétiques à points de Curie multiples ne sont jamais réversibles alors que celles à point de Curie unique le sont quelquefois. Malgré le fait que les mesures soient réalisées sous atmosphère d'azote, il y a toujours transformation irréversible des minéraux magnétiques primaires multiples en une seule espèce stable lors de la chauffe.

- Les courbes d'acquisition de l'ARI montrent pour la plupart une saturation rapide acquise avant 0,3 T qui indique la présence de minéraux à faible coercivité tels que les sulfures ou les magnétites (Fig.IV-21a).

Seul le site PE125 présente une courbe d'ARI en deux étapes avec une croissance brutale jusqu'à 0,2 T, suivie d'une croissance plus lente au delà sans que la saturation soit atteinte à 2,7 T. Ce comportement caractérise une minéralogie multiple associant à la fois hématite et magnétite ou sulfures. En comparant avec la courbe thermomagnétique obtenue précédemment ainsi qu'avec les résultats des désaimantations on peut en déduire que ce site PE125 comporte des sulfures qui se transformeraient au delà de 460°C en titanomagnétites. Cette transformation est attestée par une augmentation spectaculaire de l'intensité d'aimantation de la courbe thermomagnétique lors du refroidissement, ainsi que par une augmentation de l'ARN des échantillons lors des désaimantations opérées au delà de 460°C, cette transformation s'accompagnant également d'une augmentation significative de la susceptibilité en champ faible (Fig.IV-21b).

Le site PE130 présente un comportement similaire, c'est-à-dire des courbes thermomagnétiques de chauffe et de refroidissement superposées (réversibles) entre 500 et 700°C et divergentes à plus faibles températures avec un accroissement de l'aimantation induite lors du refroidissement. Cet accroissement est cependant moins accentué que dans le cas du site PE125 et les désaimantations ont pu être poussées jusqu'à 550°C sans qu'aucun changement notable dans la direction de l'aimantation ni dans la valeur de la susceptibilité en champ faible ait été observé. La présence d'hématite dans le site PE130 (insoupçonnée sur les courbes d'ARI) serait le résultat d'une transformation durant la chauffe d'une partie des minéraux primaires (magnétite et sulfures), avec en parallèle transformation des sulfures en magnétite au delà de 580°C, température maximale d'observation de l'aimantation primaire. Cette double transformation des minéraux primaires en certains minéraux plus fortement magnétiques (magnétite) et en d'autres plus faiblement magnétiques (hématite) expliquerait l'écart modéré existant entre les courbes thermomagnétiques de chauffe et de refroidissement entre 20 et 500°C.

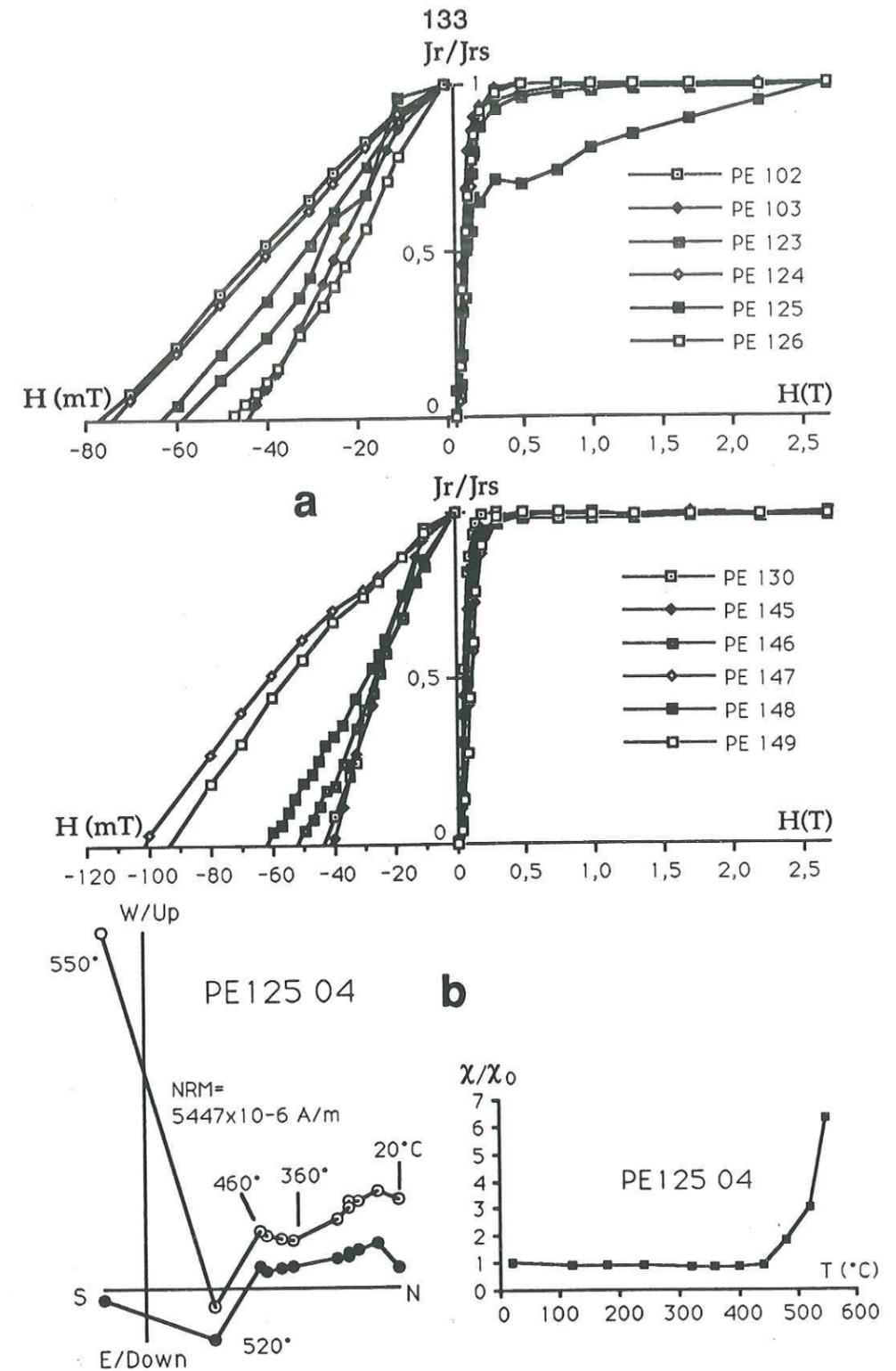


Figure IV-21: a) Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite) et de destruction de l'ARI à saturation (à gauche) pour les échantillons du groupe Casma du Pérou central. La saturation est atteinte assez rapidement, avant 0,3 T, ce qui est le propre des minéraux magnétiques à faibles champs coercitifs, tels que les sulfures ou la magnétite. Seul l'échantillon PE125 comporte aussi des minéraux à forts champs coercitifs. b) Diagramme de désaimantation de l'échantillon PE125-04 montrant un changement directionnel brutal et une augmentation spectaculaire de l'intensité de l'aimantation au delà de 460°C. Sur la droite, la courbe normalisée d'évolution de la susceptibilité magnétique en champ faible montre que ces variations s'accompagnent d'un accroissement très important de la susceptibilité. Tous ces changements traduisent probablement la présence de sulfures qui se transforment en magnétite au delà de 460°C.

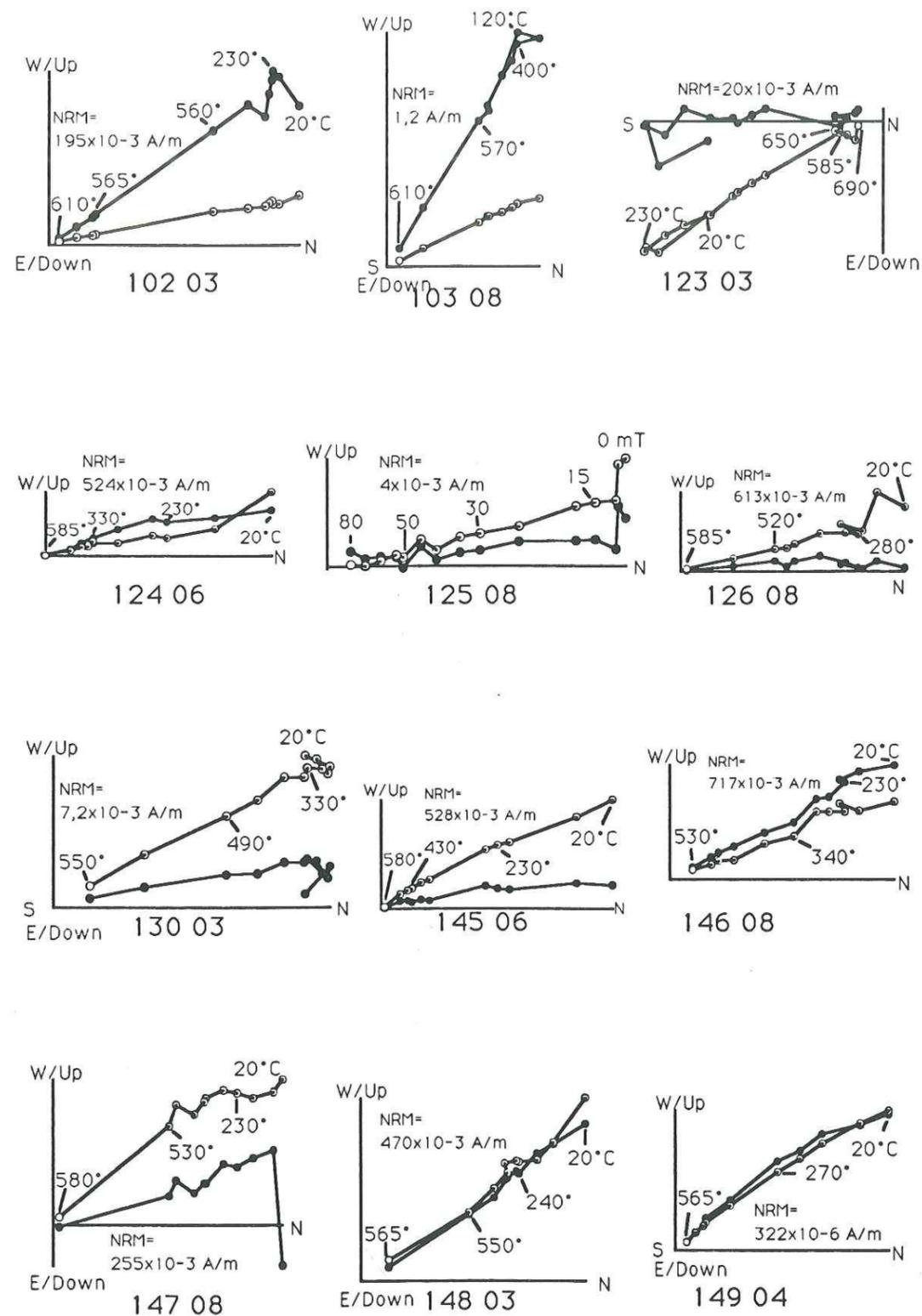


Figure IV-22: Diagrammes vectoriels typiques de désaimantation des échantillons des sites du Pérou Central appartenant au groupe Casma d'âge albien. Tous ces diagrammes montrent clairement l'existence d'une composante caractéristique unique. (mêmes conventions que précédemment).

b) Résultats des désaimantations.

Le niveau d'aimantation des échantillons du Groupe Casma est variable, mais en général très élevé, compris entre 6×10^{-3} et 1.35 A/m. Seul le site PE146 comporte des échantillons dont le niveau d'aimantation est faible, de l'ordre de 10^{-3} A/m.

Parmi les sites échantillonnés dans ce groupe, six sont caractérisés par des échantillons comportant sans ambiguïté une seule composante d'aimantation qui est mise en évidence dès le début du traitement ou au plus à partir de 200-250°C (PE102, 103, 125, 130, 147 et 148; Fig. IV-22). Dans le cas du site PE125, qui comporte des sulfures, le traitement thermique au delà de 450°C ayant conduit à des résultats incohérents comme nous l'avons déjà signalé plus haut, les échantillons ont été désaimantés par champs alternatifs. La comparaison des résultats obtenus suivant les deux méthodes est montrée sur la Fig. IV-23.

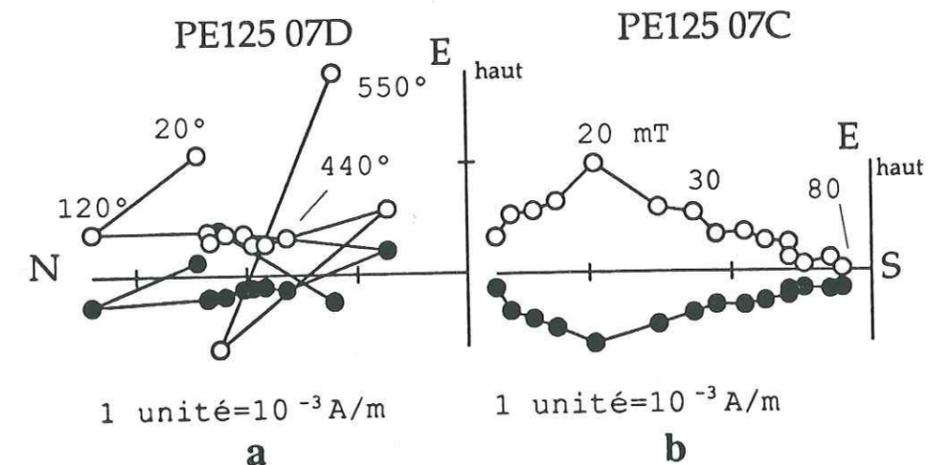


Figure IV-23: Diagrammes vectoriels comparatifs de désaimantation thermique a), et de désaimantation par champs alternatifs b), pour des échantillons du site PE125. (mêmes conventions, voir explications dans le texte).

La désaimantation par champs alternatifs a permis d'obtenir une désaimantation complète de ces échantillons et a révélé la présence d'une composante paléomagnétique unique dans les échantillons (Fig. IV-22; IV-23).

Pour les six autres sites (PE123, 124, 126, 145, 146 et 149; Fig. IV-22), il arrive qu'une composante instable soit mise en évidence en début de désaimantation sur certains échantillons seulement, et qu'elle soit absente sur les autres échantillons du même site. Cette composante instable est parfois partiellement superposée à la composante caractéristique stable et semblerait dans ce cas correspondre à une ARC.

Les sites PE126 et PE146 sont caractérisés par des courbes thermomagnétiques

comportant un seul point de Curie situé aux alentours de 550-580°C et caractérisant la magnétite. Tous les échantillons de ces sites comportent une composante normale qui serait donc la composante caractéristique primaire. Cependant certains échantillons (Fig.IV-24) comportent une composante inverse supplémentaire qui est éliminée avant d'atteindre 330°C. Cette composante inverse semble avoir une direction antipodale de celle de la composante normale et pourrait correspondre à une ARC acquise sans changement de la nature chimique des minéraux magnétiques.

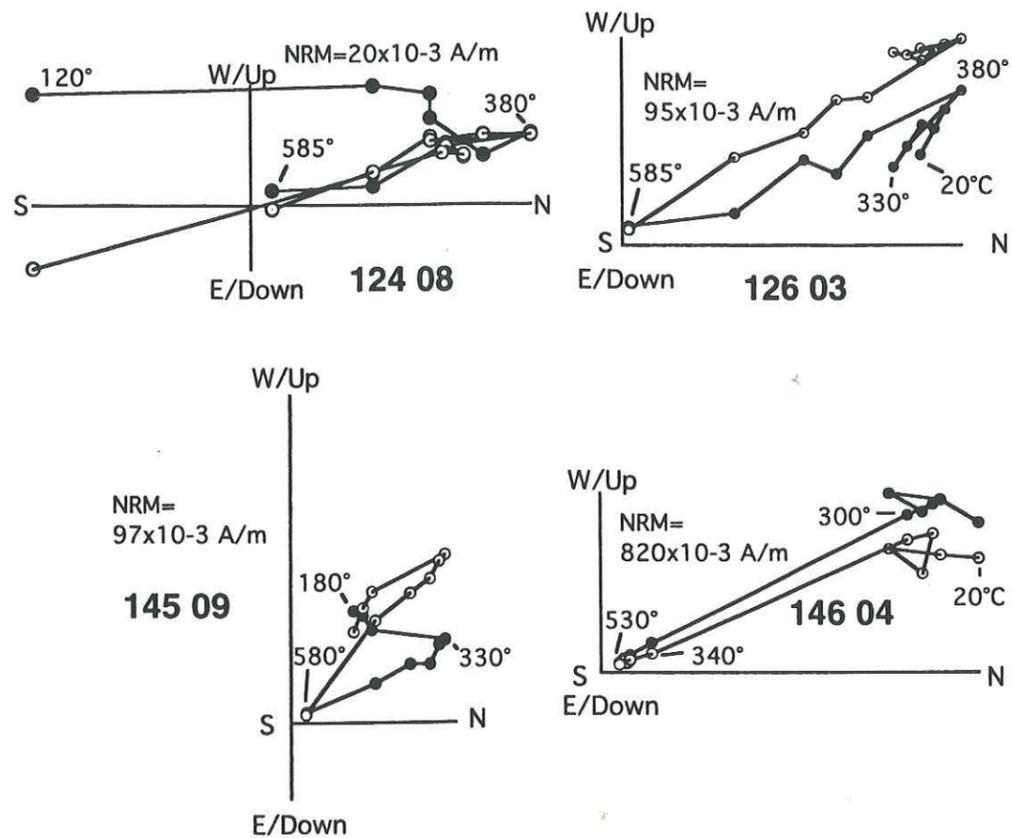


Figure IV-24: Diagrammes vectoriels de désaimantation thermique des échantillons des sites PE124, PE126, PE145 et PE146 (voir explications dans le texte). Mêmes conventions que précédemment.

Les sites PE124, PE145 et PE149 sont quant à eux caractérisés par des courbes thermomagnétiques à points de Curie multiples avec notamment évidence d'une phase minérale magnétique détruite vers 400°C. Dans le cas des sites PE124 et PE145, il est effectivement mis en évidence seulement sur certains échantillons deux composantes dont l'une, inverse, est éliminée après 400°C (Fig.IV-24). Cette composante inverse a une direction mal définie, mais semblerait antiparallèle à la composante normale hautes températures mise en évidence sur tous les

échantillons et portée à l'évidence par la magnétite. La phase magnétique caractérisée par une température de blocage voisine de 400°C et porteuse d'une aimantation de polarité variable ne semble pas être le minéral primaire si on s'en tient à l'âge albien du volcanisme Casma et à la magnétostratigraphie connue de cet étage (zone calme normale du Crétacé). La magnétite serait alors primaire et aurait enregistré l'aimantation normale albienne. L'apparition de l'autre minéral serait plus tardive et correspondrait au développement d'une ARC par transformation chimique de la minéralogie primaire. Le même phénomène peut être mis en évidence pour un seul échantillon du site PE149, tous les autres comportant une seule composante normale stable.

Nous avons vu que pour la plupart de ces sites, la composante stable a toujours la même polarité. Il n'en est pas de même du site PE123 pour lequel les échantillons présentent, selon les niveaux échantillonnés, une aimantation finale stable tantôt normale, tantôt inverse (Fig.IV-25). Cette polarité variable, tout comme pour les calcaires du site PE136 discuté plus haut, est surprenante pour une formation albienne, et rend suspecte la nature de l'aimantation isolée.

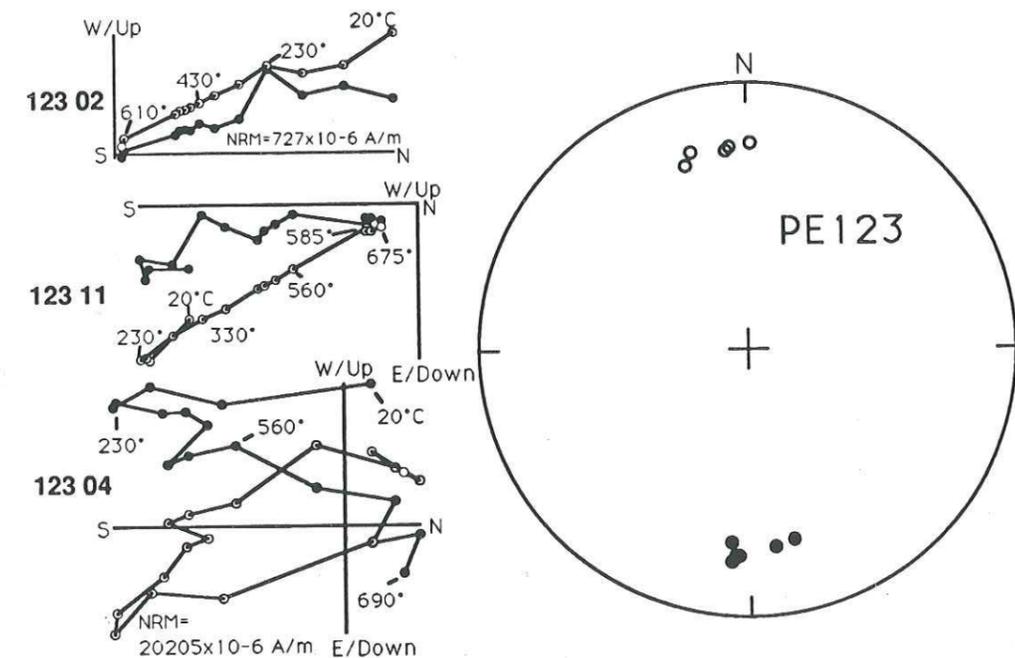


Figure IV-25: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation de trois échantillons du site PE123 (voir explications dans le texte; mêmes conventions que précédemment) et diagramme à égales surfaces (à droite) des directions stables obtenues pour ce site. On notera la bonne antipodalité des aimantations normales et inverses.

Notons également qu'un seul échantillon de ce site comporte à la fois deux composantes de polarités contraires. La composante basses températures de blocage, de polarité normale et proche de la direction du champ actuel, est cependant rapidement éliminée à 200°C et pourrait correspondre à une composante visqueuse acquise in situ par l'échantillon. Par ailleurs, dans tous les échantillons de ce site, une aimantation rémanente significative persiste au-delà de 580°C, température de Curie de la magnétite. Cette aimantation dont la direction est en général mal définie, est portée par l'hématite. Il est également fréquent d'observer dans cette gamme de températures une petite réaugmentation de l'intensité de l'aimantation (petit changement de polarité), suivie d'une diminution tout en conservant une direction cohérente avec la direction de l'aimantation caractéristique. Ces différentes composantes mineures portées par l'hématite sont probablement symptomatiques de l'amorce d'une altération lente de la roche qui enregistre des aimantations différentes selon la polarité du champ régnant. Le site PE123 manifeste par conséquent des signes d'une réaimantation partielle.

c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques et directionnelles du groupe Casma.*

Les expériences de laboratoire et l'étude du comportement lors de la désaimantation des échantillons volcaniques du groupe Casma ont montré que la minéralogie magnétique de ce groupe était variable et parfois multiple. Il en est de même des composantes d'aimantation qui sont tantôt uniques, tantôt multiples et dans ce cas antiparallèles et signe d'une réaimantation partielle. La composante stable individualisée pendant les désaimantations thermiques est cependant en grande majorité portée par de la magnétite, minéral précoce et stable.

3.2) Le groupe Toquepala.

Le groupe volcanique Toquepala a été daté localement du Crétacé terminal au Paléocène inférieur (voir chap. III). Les sites échantillonnés, au nombre de 11, proviennent du sud du Pérou et correspondent à des rhyolites et des andésites.

a) *Minéralogie magnétique.*

Des courbes thermomagnétiques ont pu être obtenues à la balance de Curie,

toujours sous atmosphère d'azote, sur les échantillons du Groupe Toquepala après extraction de la fraction magnétique au moyen d'un électro-aimant (Fig. IV-26). Cette concentration du matériel magnétique était nécessaire pour obtenir un signal mesurable sur la balance car la majorité des échantillons de ce groupe possèdent des aimantations naturelles faibles, comprises entre 1 et 50×10^{-3} A/m et atteignant exceptionnellement 0,5 A/m. Toutes les courbes obtenues indiquent un point de Curie aux alentours de 580°C qui caractérise la magnétite. Toutefois pour la majorité des sites il est possible de mettre en évidence également un second point de Curie vers 700°C qui témoigne de la présence d'hématite. Une partie au moins de cette hématite est naturellement présente dans la roche comme le démontre la saturation incomplète observée sur les courbes d'acquisition de l'ARI. L'allure de ces courbes est caractéristique de l'association magnétite-hématite avec une acquisition d'ARI en deux temps, d'abord rapide puis plus lente.

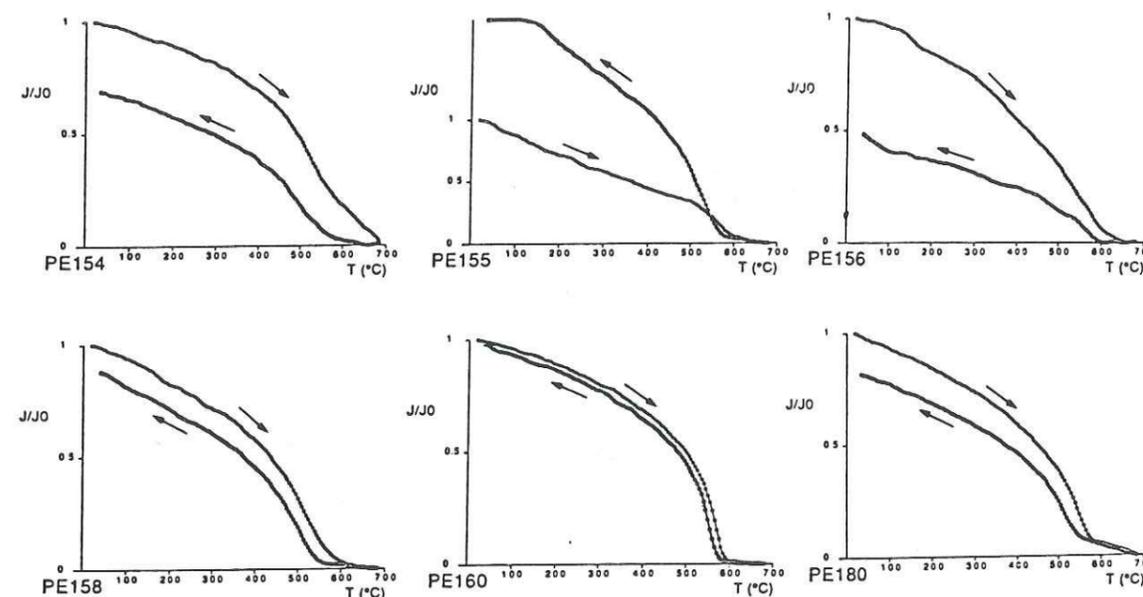


Figure IV-26: Courbes thermomagnétiques normalisées des échantillons appartenant au groupe Toquepala obtenues sur poudre après extraction de la fraction magnétique. Ces courbes montrent soit un point de Curie unique vers 550-580°C qui caractérise la magnétite soit deux points de Curie, l'un vers 580°C (magnétite) et l'autre vers 690°C qui caractérise l'hématite.

On remarque sur la Fig. IV-27 que la proportion relative de ces deux espèces minérales varie d'un échantillon à un autre comme l'indiquent les variations de la pente de la courbe d'ARI après 0,3T ainsi que les variations des valeurs de Hcr.

La pente la plus forte est observée pour le site PE154 pour lequel on atteint une valeur de H_{cr} supérieure à 120 mT lors de la destruction de l'ARI maximale. La présence d'hématite en proportion importante est particulièrement marquée sur la courbe thermomagnétique de ce site. La plupart des courbes obtenues à la balance de Curie sont soit réversibles, soit présentent au cours de refroidissement une intensité plus faible que pendant la chauffe et traduisent dans ce cas la transformation durant la chauffe d'une partie de la magnétite primaire en hématite secondaire. Dans un seul cas (site PE155) la courbe de refroidissement s'accompagne d'une augmentation de l'aimantation induite qui atteint plus du double de sa valeur de départ. Cette augmentation traduit vraisemblablement la création de magnétite lors de la chauffe par oxydation d'un minéral précurseur peu ou pas magnétique qui pourrait être un sulfure tel que la pyrite.

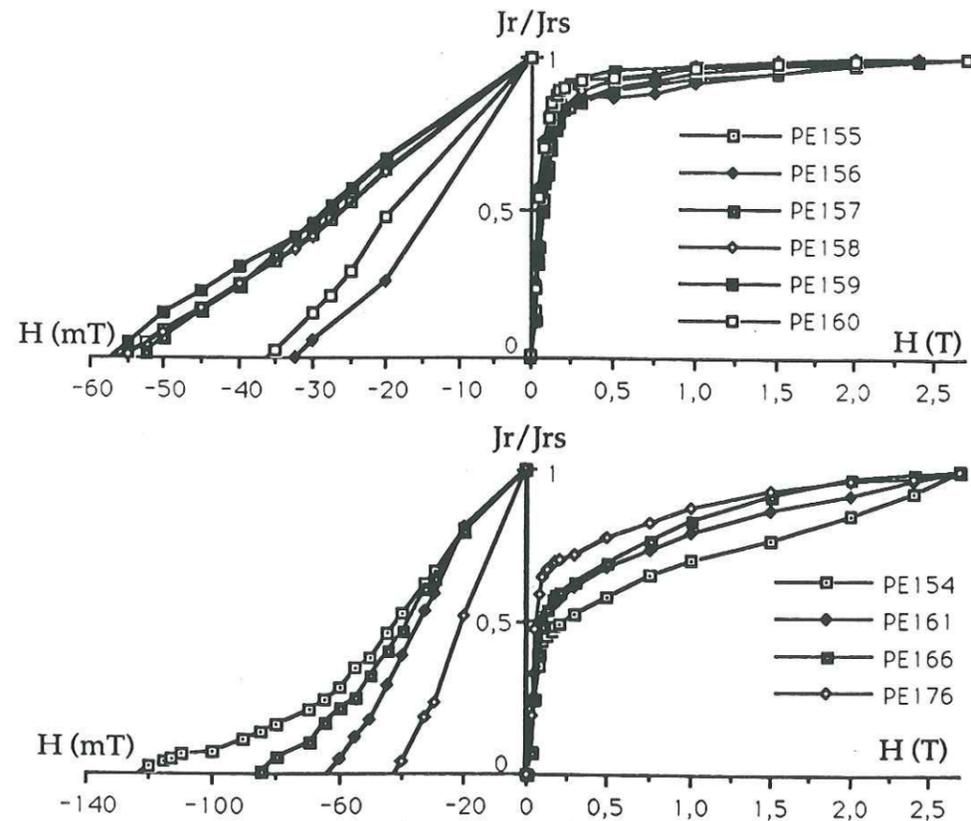


Figure IV-27: Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite) et de désaimantation de l'ARI à saturation (à gauche) obtenues sur un échantillon de chaque site du groupe Toquepala. La courbe d'acquisition de l'ARI suit deux pentes, l'une brutale (entre 0 et 0.3 T) puis une pente plus douce au delà et jusqu'à 2.7 T sans atteindre la saturation. Ce comportement est caractéristique de l'association magnétite-hématite.

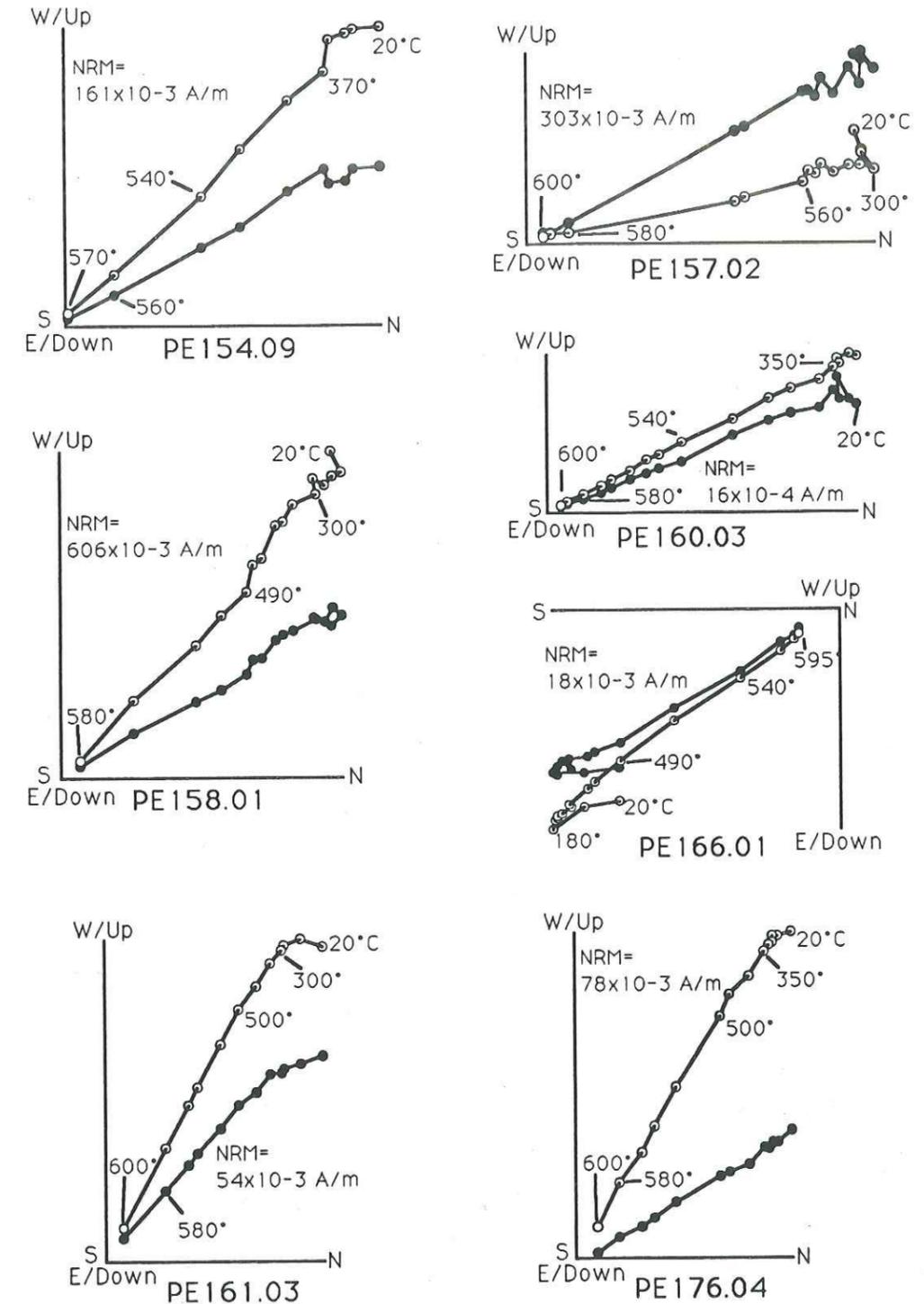


Figure IV-28: Diagrammes vectoriels typiques de désaimantation des échantillons du volcanisme Toquepala. Les échantillons comportent une seule composante d'aimantation stable qui est éliminée jusque vers 580°- 600° et qui est portée principalement par la magnétite (voir texte). Mêmes conventions que précédemment.

b) Résultats des désaimantations.

La majorité des sites du volcanisme Toquepala (sites PE154, 157, 158, 160, 161, 166 et 176; Fig. IV-28) comporte une seule composante d'aimantation stable qui est mise en évidence dès le début du traitement et qui est éliminée à 580°C. Cette composante est apparemment portée par la magnétite. Par conséquent, l'hématite décelée lors des analyses de minéralogie magnétique ne semble pas dans ce cas intervenir de façon significative dans l'ARN des échantillons. Le site PE166, qui est le seul à comporter une aimantation caractéristique de polarité inverse, présente également une petite composante normale N-S basses températures qui est éliminée avant 200°C et qui serait donc une composante visqueuse.

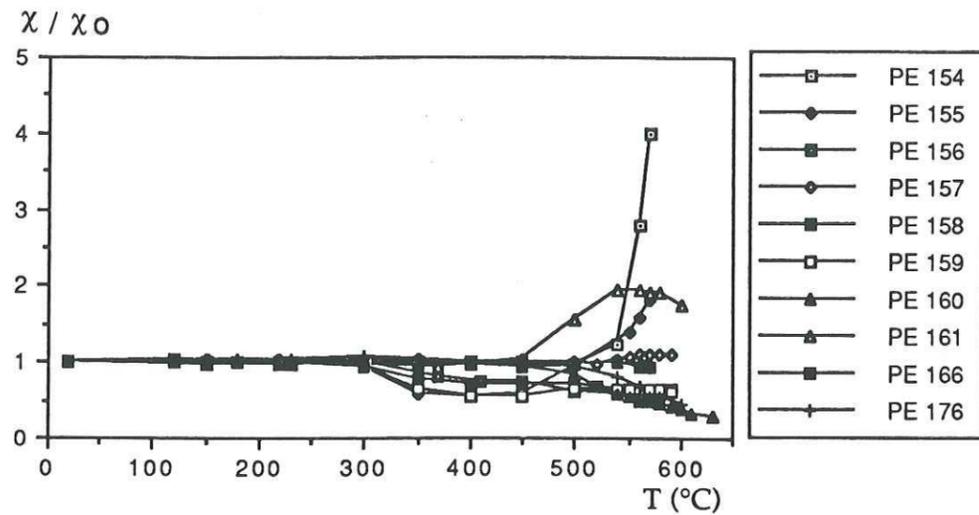


Figure IV-29: Courbes normalisées de l'évolution de la susceptibilité magnétique en champ faible mesurée après chaque étape de désaimantation, pour un échantillon de chaque site du Groupe Toquepala.

Notons également que pour seulement deux sites (PE154 et PE161) on observe des fortes variations de la susceptibilité en champs faibles durant le traitement thermique (Fig. IV-29), avec une augmentation à partir de 500°C qui atteint 300% de la susceptibilité initiale à 570°C (site PE154) ou bien avec une augmentation de 100% à partir de 450°C suivie d'une diminution après 580°C (site PE161). Curieusement, ces variations de susceptibilité ne perturbent en rien la direction de l'ARN qui conserve une direction parfaitement cohérente jusqu'à la fin du traitement. Les variations de la susceptibilité magnétique semblent donc traduire d'importantes transformations minéralogiques en cours de chauffe mais qui n'affectent pas la fraction magnétique porteuse de l'ARN. Par ailleurs, certains

échantillons, tels ceux du site PE157, ont leur ARN qui décroît brutalement après 560°C et perd près de 75% de sa valeur de départ en moins de 40°C de chauffage. Ce comportement indique que les magnétites contenues dans ces échantillons sont très pauvres en Titane et, par leur spectre de températures de blocage très étroits, qu'elles sont également très homogènes en taille.

Les échantillons des sites PE156 et PE159 sont parfois porteurs d'une composante basses températures de direction assez difficile à définir mais qui semble être de polarité inverse, opposée à celle de l'aimantation stable hautes températures (Fig. IV-30). Pour ces deux sites, la composante finale stable serait portée essentiellement par de la magnétite comme en témoigne sa disparition complète vers 580°C. La composante instable est quant à elle éliminée entre 20 et 350°C pour le site PE159 mais peut rester à plus haute température superposée à l'aimantation caractéristique comme cela est le cas pour trois échantillons du site PE156 (Fig. IV-30). Les cercles de réaimantation très différents que décrivent les aimantations de ces trois échantillons indiquent que cette composante secondaire est antiparallèle à la composante caractéristique. La composante secondaire, mise en évidence seulement sur quelques échantillons traduirait une altération

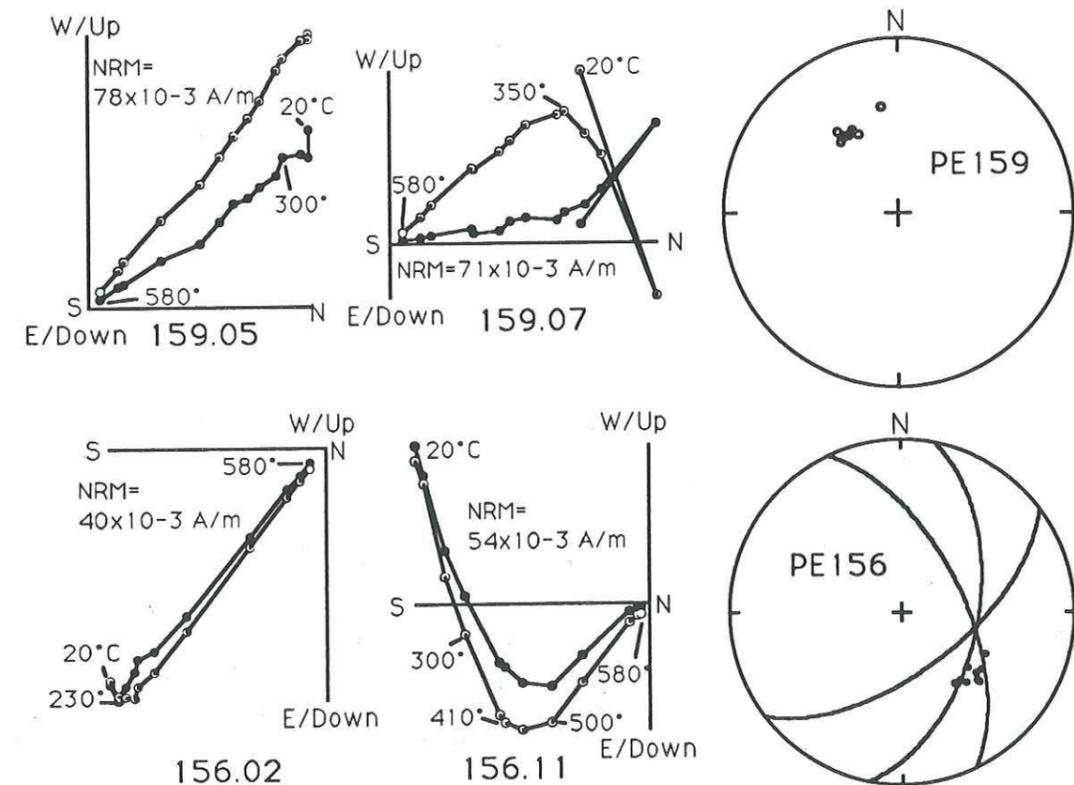


Figure IV-30: Diagrammes vectoriels de désaimantation thermique des échantillons des sites PE156 et 159 du Groupe Toquepala, et projection à égales surfaces des directions stables obtenues avec les cercles de réaimantation pour le site PE156. Mêmes conventions que précédemment.

sélective de certaines parties de la roche seulement. Pour ce site la direction caractéristique à été calculée en combinant les directions paléomagnétiques stables des échantillons à composante unique et les cercles de réaimantation décrits pour les trois échantillons porteurs de l'aimantation secondaire, lesquels convergent effectivement vers le groupement des directions stables.

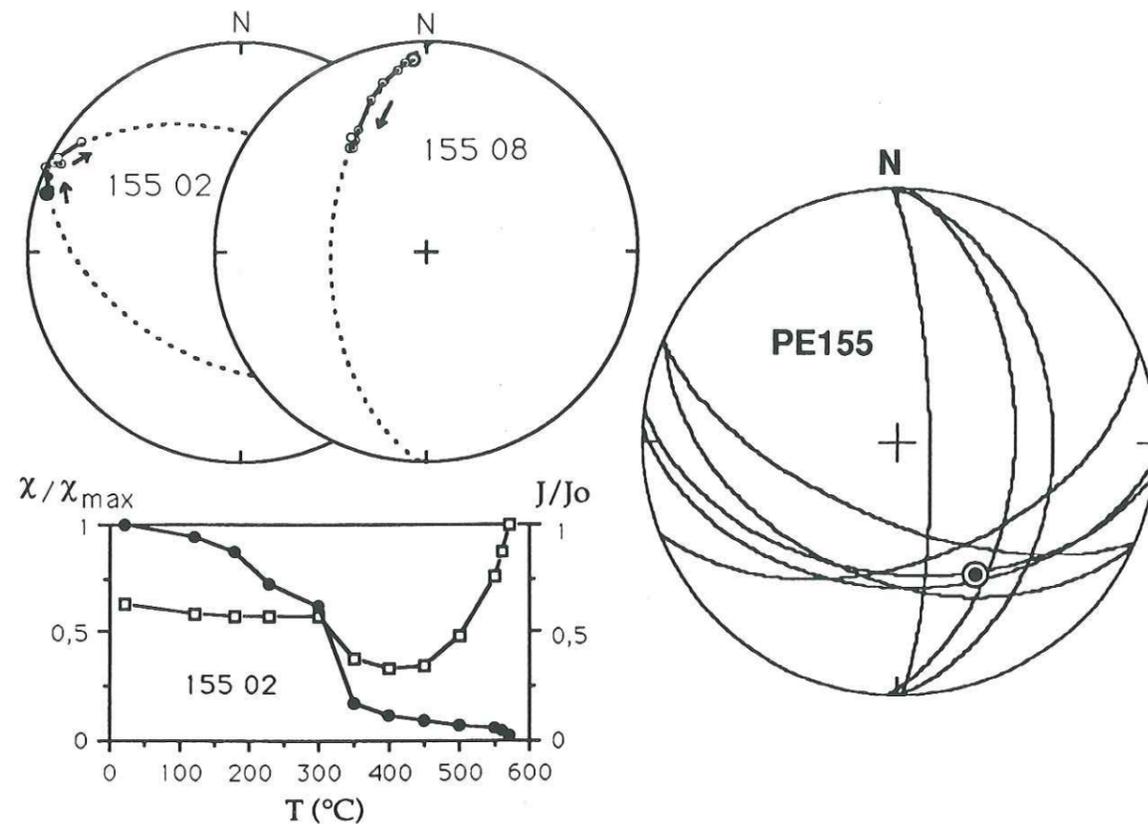


Figure IV-31: Projections à égale surface des directions d'aimantation de deux échantillons du site PE155 au cours de la désaimantation thermique (en haut et à gauche). L'intersection moyenne des différents cercles obtenus sur l'ensemble du site est représentée sur le diagramme de droite. Les courbes en bas et à gauche montrent les variations importantes de l'aimantation rémanente (cercles noirs) et de la susceptibilité magnétique en champ faible (carrés vides) qui débutent vers 350°C, mettant en évidence la néoformation de magnétite (voir texte).

Pour le site PE155 tous les échantillons comportent deux composantes d'aimantation de polarités contraires qui restent superposées jusqu'à la fin des désaimantations achevées vers 580°C. Les directions d'aimantation décrivent dans ce cas des cercles de réaimantation différents et évoluant indifféremment depuis la composante normale vers la composante inverse ou dans le sens contraire (Fig. IV-31). Ces deux composantes sont antiparallèles et seraient portées toutes les deux

par de la magnétite comme l'indiquent les analyses de minéralogie magnétique. Une partie de la magnétite de la roche aurait donc été formée tardivement par oxydation d'un minéral précurseur (pyrite?). Ce même phénomène de néoformation de magnétite interviendrait également à l'échelle de temps des expériences de laboratoire dans les courbes thermomagnétiques réalisées à la balance de Curie et qui montrent une augmentation spectaculaire de l'aimantation induite lors du refroidissement. Les variations de la susceptibilité en champ faible semblent indiquer que l'amorce de cette transformation minéralogique commencerait vers 350°C mais serait surtout prépondérante après 500°C, température au delà de laquelle l'accroissement de la susceptibilité s'accélère (Fig. IV-31).

Enfin, les échantillons du site PE180 sont caractérisés par une ARN faible (comprise entre 3 et 9×10^{-3} A/m) et dont la direction évolue de manière incohérente du fait de la présence d'aimantations multiples dont les directions ne peuvent être précisées.

c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Toquepala.

Les échantillons prélevés sur des différents sites du Groupe Toquepala ont une minéralogie dominée par la magnétite qui semble porter l'essentiel de l'ARN des échantillons et surtout porter les composantes caractéristiques des sites. L'hématite, identifiée sur certains sites lors des analyses de minéralogie magnétique, ne semble pas quant à elle participer de façon significative à l'aimantation mesurée dans les échantillons dont la désaimantation est généralement complète avant 580°C.

3.3) Le Groupe Calipuy.

Le groupe Calipuy a été daté localement de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (voir Chap. III). Les 7 sites échantillonnés dans cette formation sont situés dans la région centrale du Pérou, et correspondent à des tufs rhyolitiques, des laves et des brèches volcaniques andésitiques.

a) Minéralogie magnétique.

Les courbes thermomagnétiques obtenues à la balance de Curie, sur un échantillon de chaque site (Fig. IV-32) indiquent pour les sites PE215 et 216 un

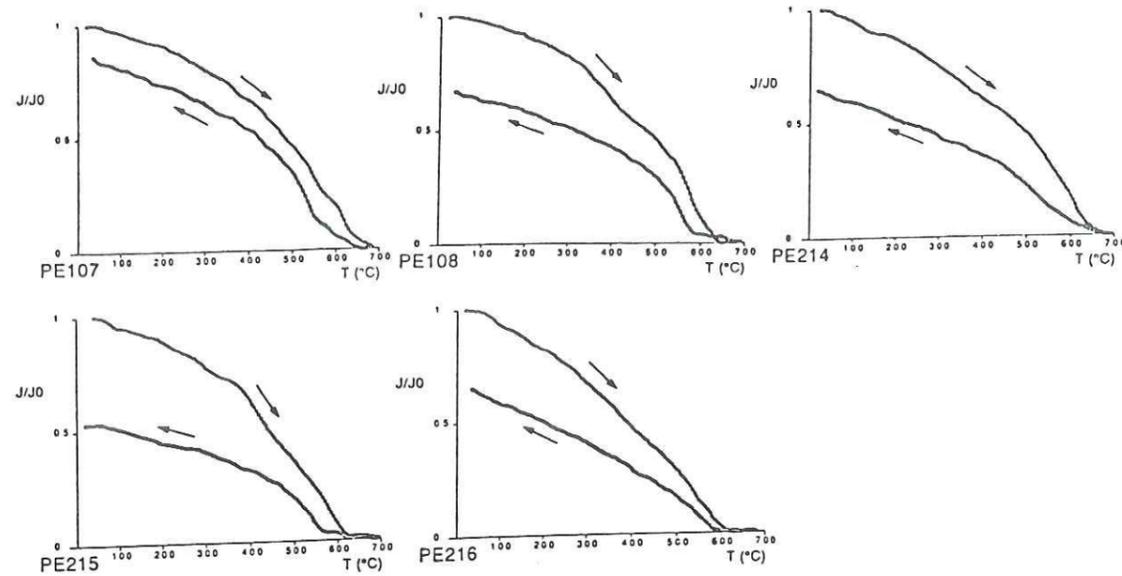


Figure IV-32: Courbes thermomagnétiques normalisées des échantillons du groupe Calipuy montrant des points de Curie généralement multiples. Les courbes de chauffe et de refroidissement sont en général différentes (voir texte).

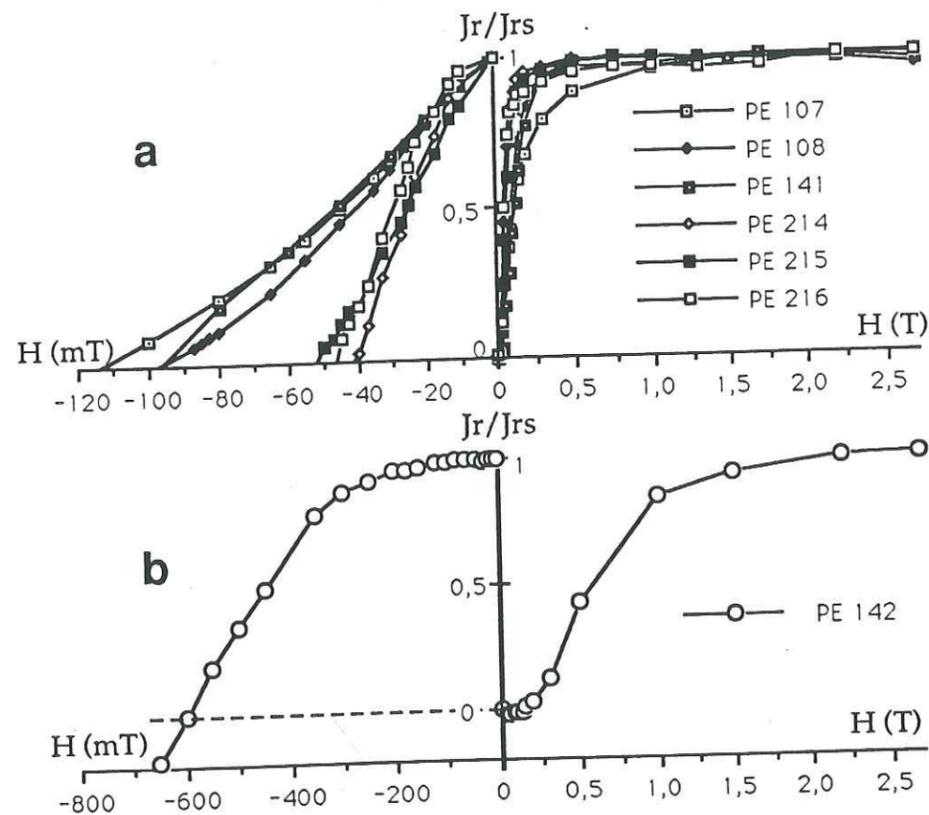


Figure IV-33: Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite) et de désaimantation de l'ARI à saturation (à gauche) obtenues pour un échantillon de chaque site pour les sites représentés en a) la saturation est atteinte rapidement (pour $H < 0.5$ T) pour les échantillons PE214 et 215 ou plus tardivement pour les échantillons PE107, 108 et 216 qui n'atteignent la saturation qu'à 1 T et ont des valeurs de H_{cr} relativement élevées. Le site PE142 représenté en b) présente des courbes typiques de la présence d'un minéral à très fort champ coercitif (en l'occurrence l'hématite). La saturation n'est pas atteinte même à 2.7 T, et la valeur du H_{cr} atteint 600 mT.

point de Curie proche de 580°C qui caractérise la magnétite. Pour les sites PE107, 108 et 214, le point de Curie maximal oscille entre 630 et 700°C et indique la présence d'hématite. Dans le cas du site PE108, la courbe de chauffe présente une inflexion marquée vers 400°C qui correspondrait à une autre phase magnétique (titanomagnétite, maghémite ou sulfure?). Aucune courbe thermomagnétique n'est réversible. Ces expériences ayant été réalisées sous atmosphère normale, il est possible que les transformations minéralogiques observées aient été favorisées par la chauffe en milieu oxydant, ce qui peut expliquer la non réversibilité des courbes par l'apparition d'hématite néoformée. Toutefois la présence d'hématite naturelle dans certains sites apparaît clairement sur les courbes d'acquisition et de destruction de l'ARI (Fig. IV-33a). En effet, contrairement aux échantillons des sites PE214 et 215 qui sont pratiquement saturés pour des champs de l'ordre de 0.5 T, les échantillons des sites PE107, 108 et 216 se caractérisent par une acquisition d'ARI plus lente avec une saturation atteinte vers 1 T. De plus, les courbes de destruction de l'ARI des sites PE107 et 108 montrent des valeurs élevées de H_{cr} , de l'ordre de 110 mT, caractéristiques de la présence d'hématite. Pour les sites PE214 à 216 les valeurs de H_{cr} sont moindres (50 mT environ) et confirment la contribution prépondérante de la magnétite à l'aimantation mesurée. Par conséquent, dans le cas des sites PE214 et PE215, la partie hautes températures des courbes thermomagnétiques est donc effectivement le résultat de l'oxydation d'une partie de cette magnétite durant la chauffe. Pour les autres sites, l'hématite semble naturellement présente dans les échantillons mais sa contribution à l'aimantation totale est mineure puisque la majorité du signal magnétique est détruit à environ 600°C (Fig. IV-35 et IV-36).

Deux sites (PE141 et 142) ont une appartenance incertaine, soit au Groupe Calipuy, soit au Groupe Casma. Cette incertitude ne permet pas de leur attribuer un âge précis (crétacé moyen ou cénozoïque moyen). Le site PE141 présente une courbe d'acquisition d'ARI ainsi qu'une valeur de H_{cr} similaires de celles des autres sites de volcanisme Calipuy, alors que le site PE142 se distingue nettement de ceux-ci par une courbe d'ARI dominée par l'hématite (croissance lente de l'ARI sans saturation atteinte à 2.7 T) et une valeur très élevée de H_{cr} (600 mT) (Fig. IV-33b). L'analyse aux rayons X de la fraction magnétique extraite sur les échantillons du site PE142 confirme la présence exclusivement d'hématite comme minéral magnétique (Fig. IV-34).

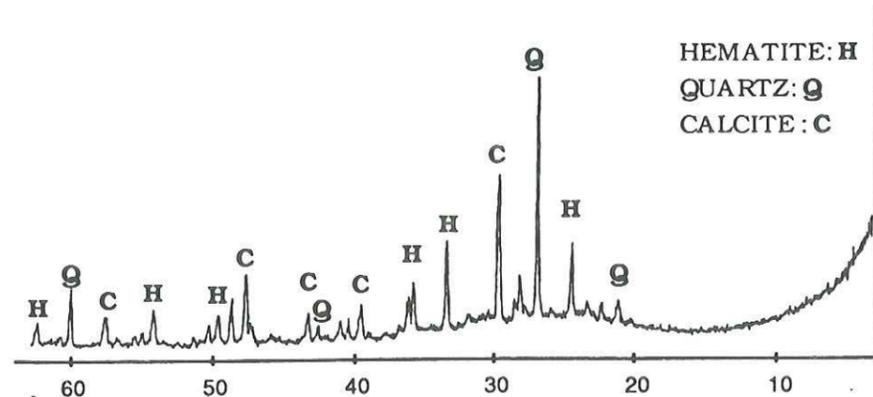


Figure IV-34: Spectre de diffraction des rayons X effectué sur une extraction magnétique obtenue sur un échantillon de lave andésitique correspondant au site PE142. Le spectre indique la présence d'hématite comme minéral magnétique dominant.

b) Résultats des désaimantations.

Si on écarte les sites PE141 et 142 d'appartenance incertaine, on remarque que les échantillons du Groupe Calipuy ont des caractéristiques magnétiques différentes selon qu'ils proviennent des brèches andésitiques ou des tufs rhyolitiques.

Pour les échantillons de brèches andésitiques (sites PE107 et 108), les niveaux d'aimantation sont en général faibles (compris entre 1.6×10^{-3} et 10^{-1} A/m). La plupart des échantillons du site PE107 comporte une composante basses températures de polarité normale qui s'élimine rapidement dans certains cas, mais qui peut dans d'autres cas rester superposée durant toute la désaimantation à la composante hautes températures de polarité inverse (Fig. IV-35). Cette composante inverse, qui a pu être individualisée et séparée de l'autre composante pour deux échantillons, serait la composante caractéristique du site portée par la magnétite (désaimantations pratiquement achevées à 580°C). Sa direction a été précisée en combinant ces deux directions stables aux cercles de réaimantation décrits par les directions d'aimantation des autres échantillons. La diversité de ces cercles indique que la composante normale basses températures est antiparallèle à la composante caractéristique et pourrait être portée par l'hématite mise en évidence lors des analyses de minéralogie magnétique. Le site PE108 présente des désaimantations assez similaires, avec une composante normale basses températures ($<390^{\circ}\text{C}$) toujours plus ou moins superposées, selon les échantillons, à une composante hautes températures ($390^{\circ}\text{C} < T < 585^{\circ}\text{C}$). L'intervalle des températures de blocage de la composante basses températures coïncide avec la phase minérale magnétique identifiée sur la courbe

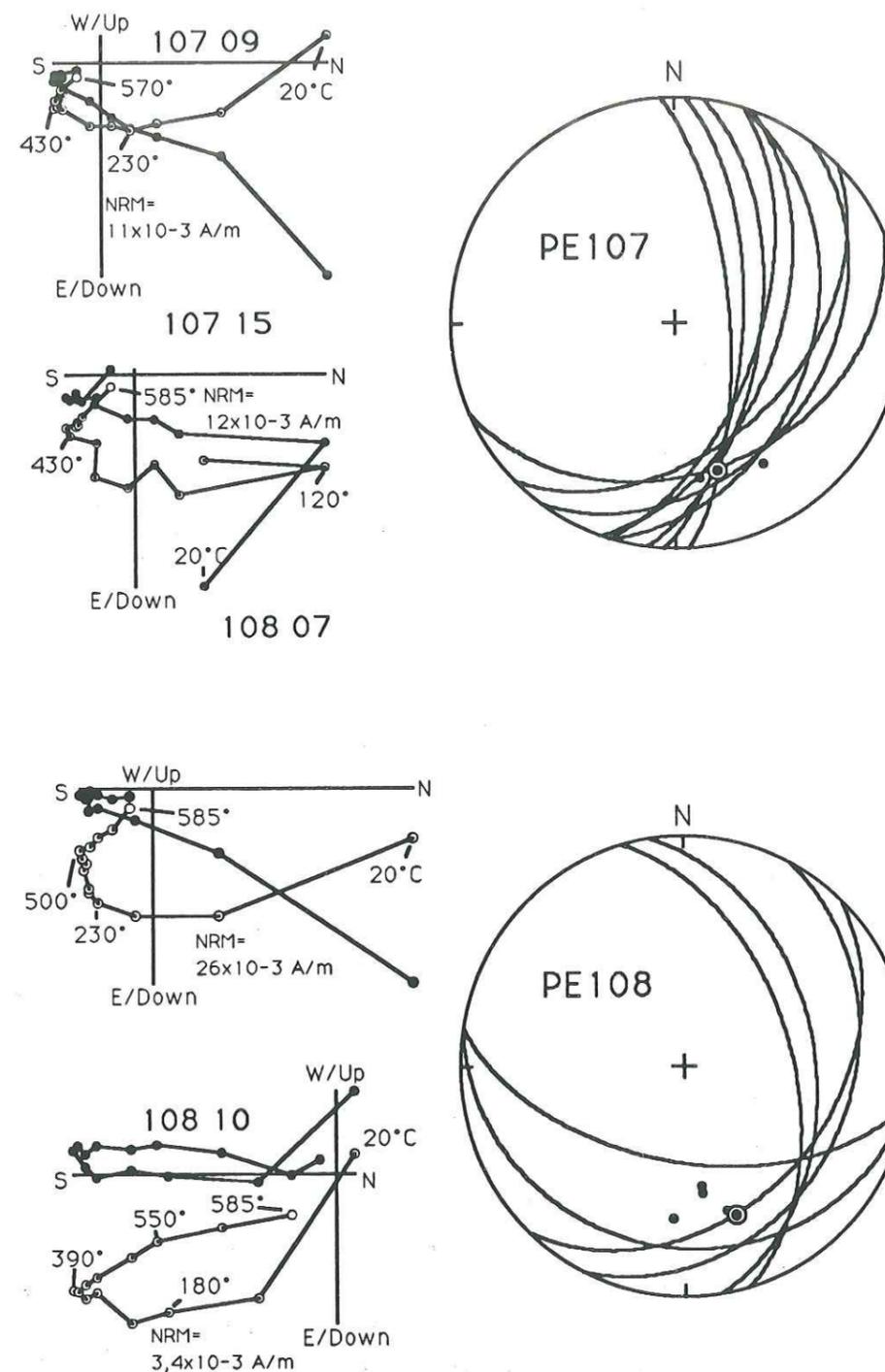


Figure IV-35: Diagrammes vectoriels (à gauche) de deux échantillons des sites PE107 et PE108, et projection à égales surfaces des cercles de réaimantation et des directions stables obtenus pour tous les échantillons de ces sites. (mêmes conventions que précédemment).

thermomagnétique entre 20 et 400°C. Cette composante serait donc probablement portée par de la titanomagnétite, de la maghémite ou des sulfures. La composante hautes températures serait portée par la magnétite et, peut-être dans certains échantillons et en moindre mesure, par de l'hématite. Des cercles de réaimantation ont été déterminés lorsque la superposition des deux composantes le permettait, et ceux-ci ont été combinés aux directions finales stables.

Pour les échantillons des tufs rhyolitiques (sites PE214 à 216) l'intensité de l'ARN est plus forte (de l'ordre de 1.5 A/m). Tous les échantillons de ces sites comportent comme pour les sites précédents deux composantes d'aimantation antiparallèles (cercles de réaimantation variés) et largement superposées. L'évolution de la direction d'aimantation se fait généralement depuis la composante inverse vers la composante normale (Fig. IV-36). Bien que l'essentiel de l'ARN de ces sites soit porté par la magnétite, on peut constater sur certains échantillons des désaimantations qui restent parfaitement cohérentes en direction parfois jusqu'à 640°C. Dans ce cas, l'hématite mise en évidence sur certains échantillons lors des analyses minéralogiques porterait également une composante d'aimantation de même polarité que l'aimantation caractéristique et indiscernable de celle-ci.

En ce qui concerne les deux sites d'âge incertain (PE141 et PE142), les désaimantations n'ont donné des résultats satisfaisants que pour le site PE142. Celui-ci comporte une seule composante d'aimantation caractéristique, remarquablement résistante en température. L'aimantation conserve en effet pratiquement 80% de sa valeur d'intensité de départ jusqu'à 670°C, pour ensuite chuter brutalement en moins de 20°C. La direction caractéristique moyenne obtenue pour ce site est comparable à celle des sites crétacés du même secteur et différente de celle des sites cénozoïques. Par conséquent nous opterions plus pour une appartenance du site PE142 au Groupe Casma comme l'indique d'ailleurs la nouvelle carte de ce secteur réactualisée dernièrement par Soler (1991) et contrairement aux documents dont nous disposions initialement (Cobbing, 1973a) qui attribuait ce site au Groupe Calipuy. Notons cependant que la polarité de toutes les aimantations caractéristiques du site PE142 est inverse ce qui repose le problème de l'âge réel de ce site ou bien de l'existence possible de magnétozones inverses au sein du Crétacé moyen.

Le site PE141 est caractérisé par la présence de deux aimantations de polarité contraire non antipodales mais qui restent superposées jusqu'à la fin des désaimantations. L'ARN décrit alors une seule famille de cercles de réaimantation, mais sans atteindre de direction finale stable. Aucune direction caractéristique n'a

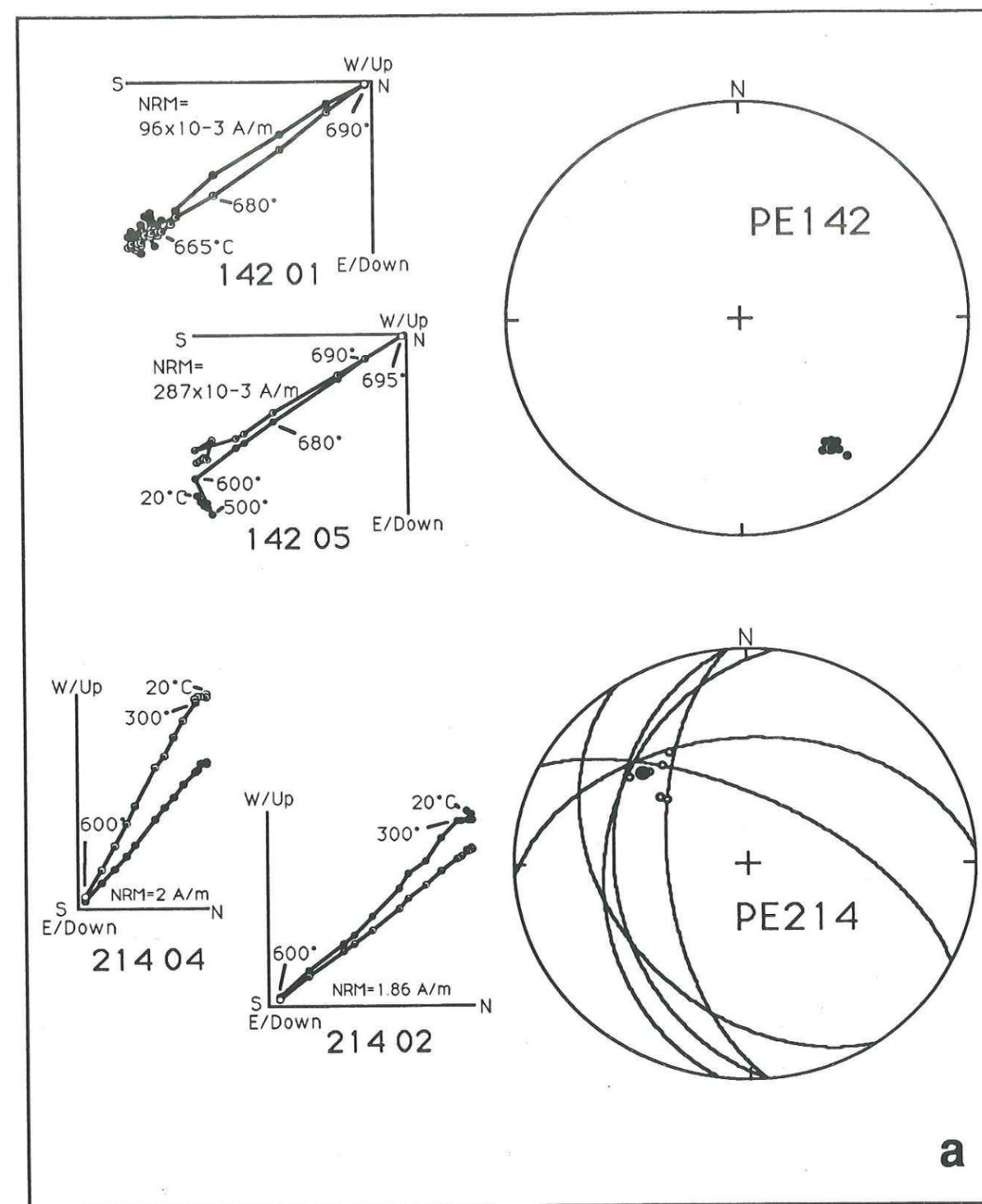
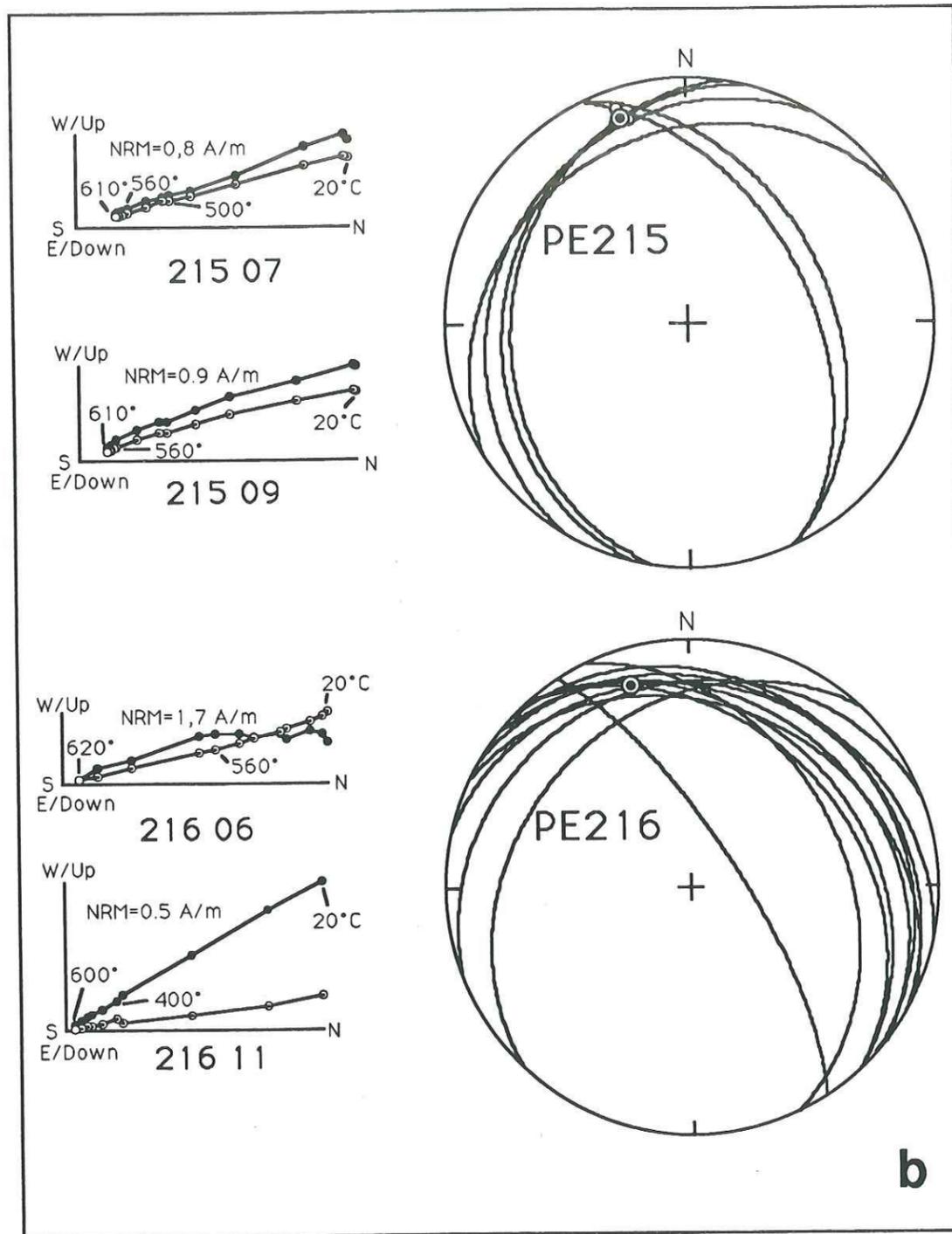


Figure IV-36: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation thermique (deux échantillons par site) et projection à égales surfaces des directions stables et des cercles de réaimantation (site PE214) obtenus pour chaque échantillon des sites PE142 et 214 a), et PE215 et 216 b). (mêmes conventions que précédemment).



donc pu être calculée pour ce site.

c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Calipuy.*

Les échantillons volcaniques du Groupe Calipuy, comme ceux du Groupe Toquepala, sont caractérisés par une minéralogie magnétique dominée par la magnétite. Toutefois, la présence d'hématite est parfois décelable aussi bien dans les analyses de minéralogie magnétique que dans les désaimantations puisque celle-ci est porteuse d'une partie de l'aimantation.

3.4) **Le Groupe Nazca.**

Il a été daté localement du Miocène inférieur pour sa partie supérieure constituée de plusieurs unités pyroclastiques. Le membre inférieur de ce Groupe, composé de conglomérats et de grès, n'a pas été échantillonné pour le paléomagnétisme. Seule la partie supérieure de ce groupe composée de tufs siliceux a été échantillonnée en 6 endroits différents (sites PE204 à PE209; Fig. III-14).

a) *Minéralogie magnétique.*

Les différents sites provenant de cette formation présentent des minéralogies magnétiques variées. Les courbes thermomagnétiques obtenues à la balance de Curie indiquent un ou deux points de Curie selon les sites.

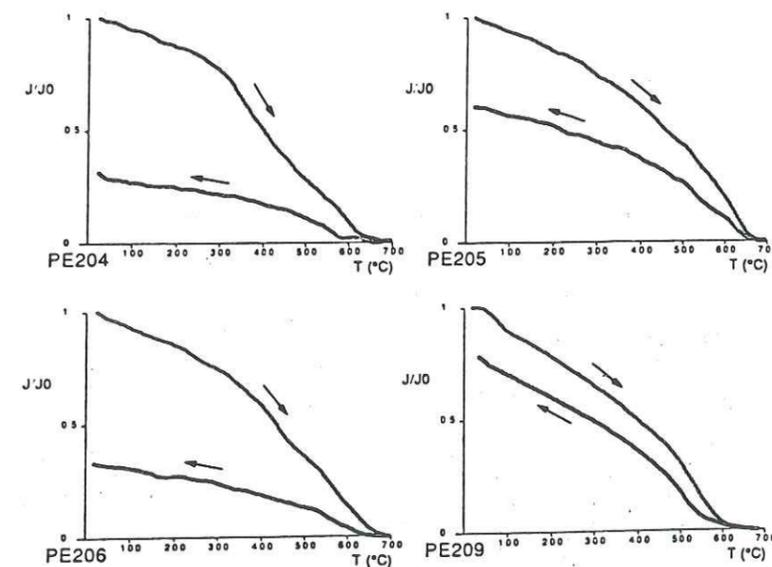


Figure IV-37: Courbes thermomagnétiques obtenues sur des échantillons du groupe Nazca indiquant la présence de magnétite et/ou d'hématite (voir texte).

Les échantillons à point de Curie unique ont une aimantation induite qui s'annule soit vers 580°C (site PE209), soit vers 700°C (site PE205), caractérisant ainsi tantôt la magnétite tantôt l'hématite (Fig. IV-37).

La présence de ces différents minéraux est confirmée par les courbes d'acquisition de l'ARI qui présentent tantôt une saturation rapide, tantôt une saturation plus lente achevée seulement vers 2,2 T (Fig. IV-38). Ces courbes montrent cependant que même dans le cas d'une saturation rapide, celle-ci n'est atteinte que vers 1T, indiquant également la présence probable d'une petite fraction d'hématite associée à la magnétite dominante. Inversement, lorsque la saturation est plus lente, elle débute néanmoins avec une croissance rapide de l'ARI qui caractérise la présence de magnétite en association avec l'hématite. Cette association des deux espèces minérales avec omniprésence de magnétite est cohérente avec des valeurs de Hcr comprises entre 30 et 60 mT (Fig. IV-38). Bien que les expériences aient été réalisées sous atmosphère d'azote, la majorité des courbes thermomagnétiques n'est pas réversible. L'aimantation induite est atténuée au refroidissement du fait de la transformation durant la chauffe d'une partie de la magnétite primaire en hématite néoformée.

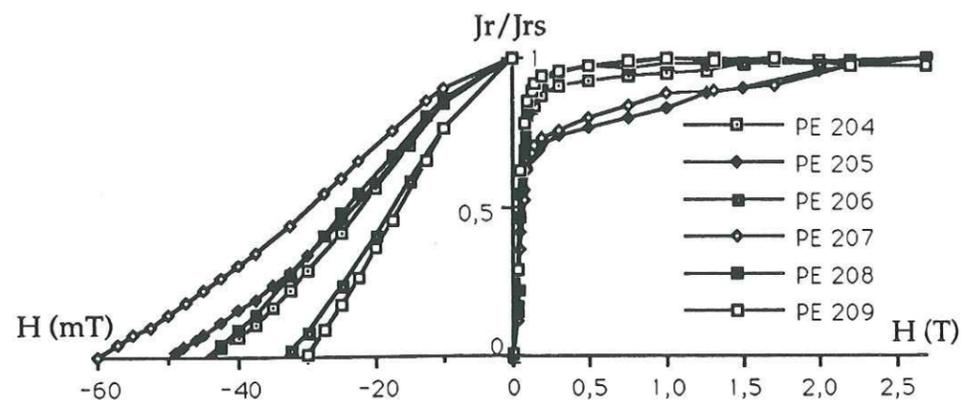


Figure IV-38: Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite), et de détermination du champ coercitif rémanent (à gauche), des échantillons pilotes représentatifs des sites prélevés au sein du groupe Nazca.

La présence conjointe de deux espèces minérales différentes apparaît plus clairement sur les courbes thermomagnétiques de certains échantillons (sites PE204 et 206) qui présentent une légère inflexion de la courbe de chauffe vers 400 ou 450°C et une annulation complète de l'aimantation vers 650°C. Dans ce cas, le premier minéral magnétique mis en évidence n'est pas clairement identifié

(titanomagnétite ou sulfure?), par contre le dernier est l'hématite.

La minéralogie magnétique multiple qui caractérise les différents sites du Groupe Nazca est vraisemblablement une conséquence de l'association de fragments de roches de natures différentes qui ont été remaniés et soudés ensembles à chaud.

b) Résultats des désaimantations.

Une caractéristique des sites du Groupe Nazca est de présenter des valeurs élevées d'aimantation naturelle (comprises entre 43×10^{-3} et 1 A/m).

Trois sites (PE204, 205 et 208) comportent une seule composante d'aimantation stable dont la direction est mise en évidence dès 200°C, après destruction d'une composante visqueuse (Fig. IV-39a). Cette composante stable conserve une direction remarquablement constante pendant tout le traitement thermique jusqu'à 620-700°C. Cette composante unique est donc portée en partie par l'hématite et probablement aussi en partie par l'autre espèce magnétique (titanomagnétite ou sulfure) mise en évidence sur les courbes d'acquisition et de destruction de l'ARI. Ces deux espèces minérales seraient alors toutes deux porteuses de la même ATR acquise lors du refroidissement de la roche.

Les sites PE206 et 207 (Fig. IV-39b) comportent des échantillons possédant également une composante d'aimantation unique de polarité inverse, portée en partie par l'hématite. Toutefois, certains échantillons comportent en plus une composante également inverse mais à plus faibles températures de blocage (éliminée vers 500-550°C) et de direction grossièrement N-S. Cette composante serait d'origine secondaire et acquise seulement par certains échantillons après les déplacements tectoniques.

Le site PE209 (Fig. IV-40) représente un cas particulièrement déconcertant de réaimantation partielle ou totale. Tous les échantillons de ce site comportent en effet deux aimantations de polarités contraires, parfaitement antipodales et toujours largement superposées. L'ARN décrit en effet toujours un cercle de réaimantation depuis la composante inverse vers la composante normale. Ces deux composantes ont cependant des inclinaisons inexplicablement élevées, proches de 80°, alors que les niveaux échantillonnés présentaient une stratification très nette et sub-horizontale.

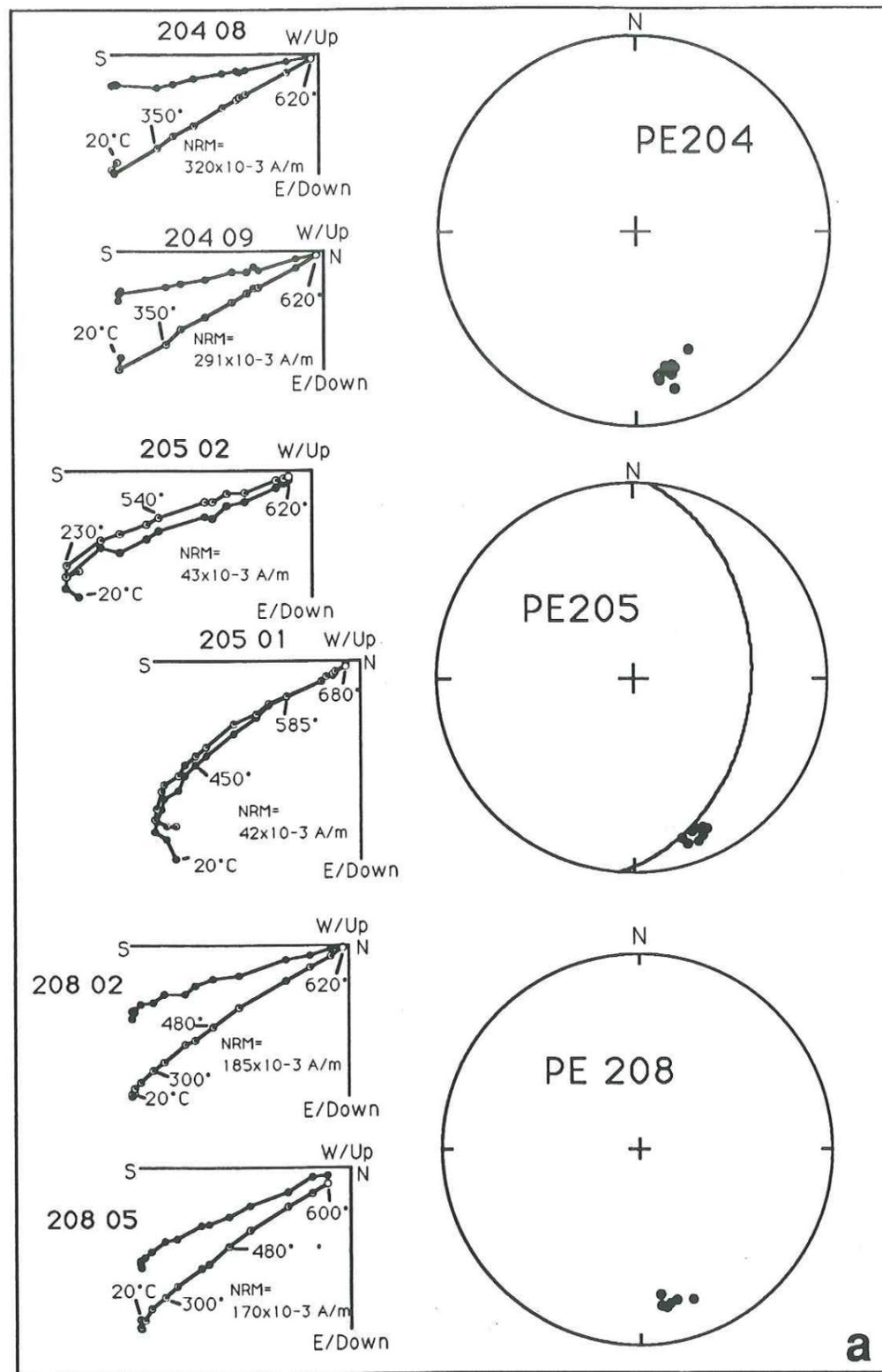


Figure IV-39a: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation de deux échantillons des sites PE204, 205 et 208 du Groupe Nazca. Sur la droite sont représentés diagrammes à égale surface des cercles de réaimantation et des directions stables obtenus pour tous les échantillons de ces sites. Mêmes conventions que précédemment.

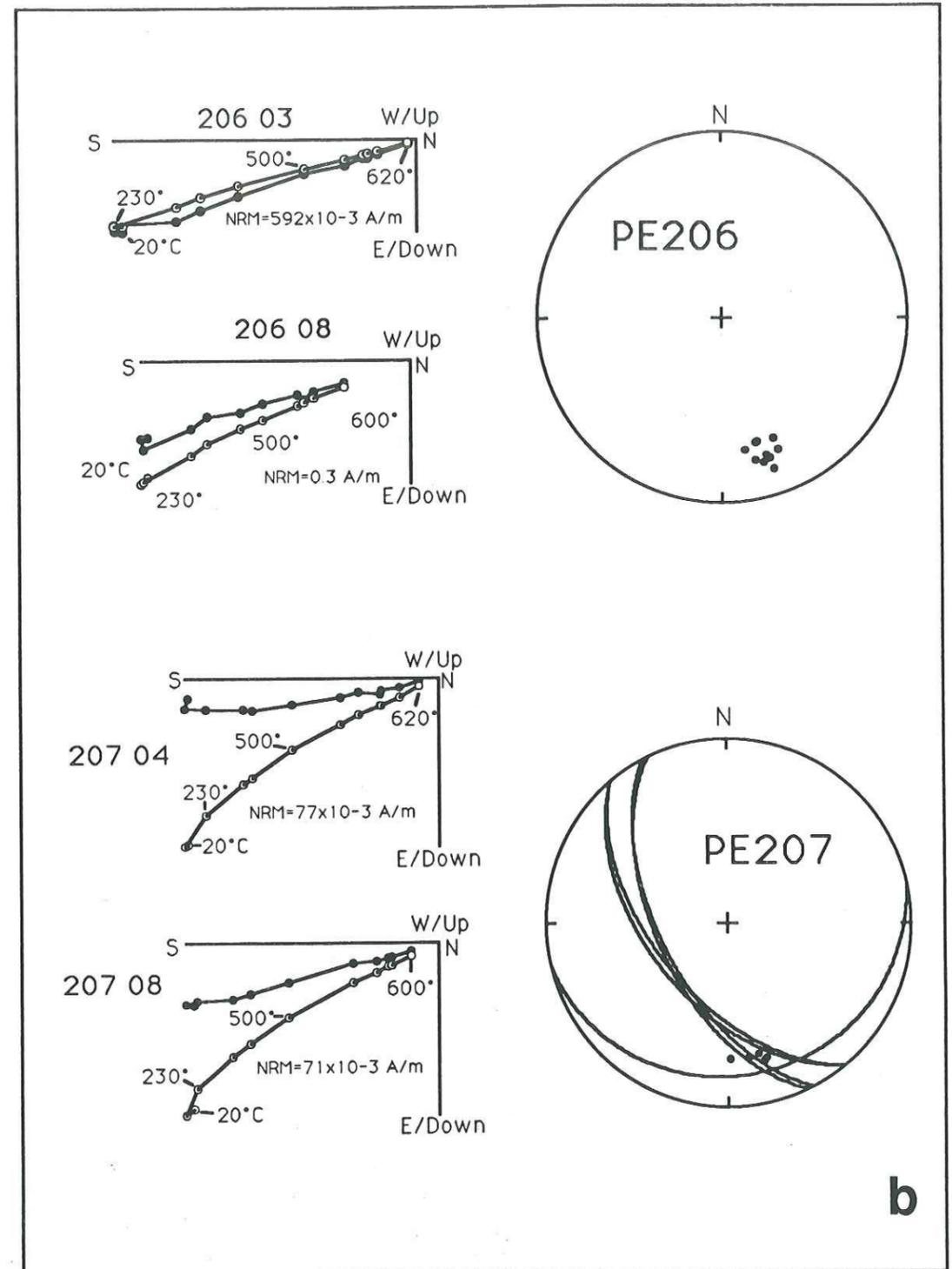


Figure IV-39b: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation thermique de deux échantillons et diagrammes à égales surfaces (à droite) des cercles de réaimantation et des directions stables des sites PE206 et 207 du Groupe Nazca. Mêmes conventions que précédemment.

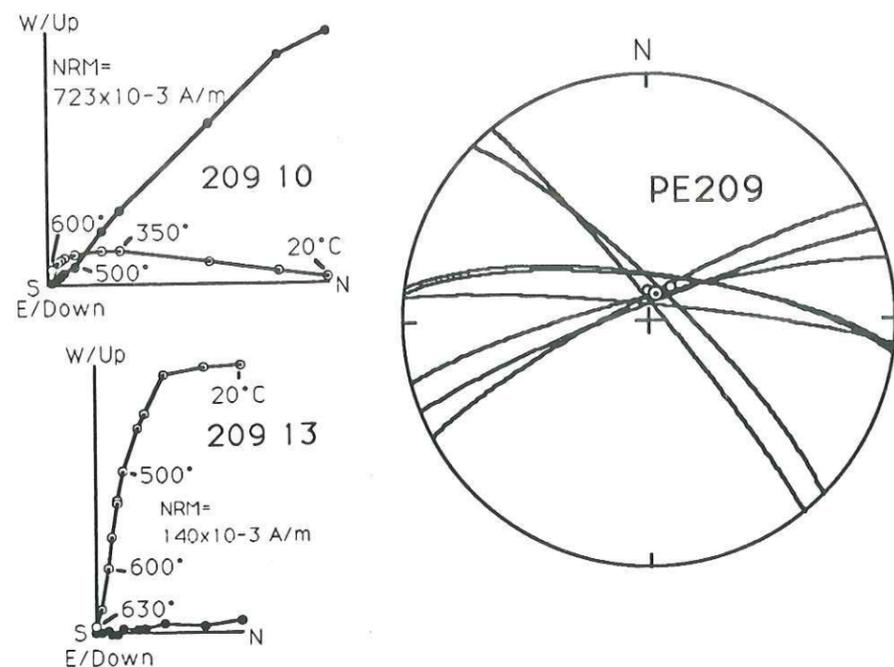


Figure IV-40: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation de deux échantillons du site PE209 et diagramme à égale surface des cercles de réaimantation et des directions stables du même site (à droite). La direction caractéristique présente une inclinaison inexplicablement élevée, proches de la verticale. Mêmes conventions que précédemment.

c) Conclusions sur les caractéristiques magnétiques du Groupe Nazca.

Les analyses de minéralogie magnétique réalisées sur les échantillons du Groupe Nazca indiquent des porteurs magnétiques de nature multiple, avec notamment une fraction d'hématite omniprésente. Cette minéralogie multiple serait une conséquence de l'association d'éléments de roches de natures différentes, soudés à chaud au moment du dépôt et porteurs d'une seule et même ATR. Une composante d'aimantation caractéristique unique est effectivement le plus souvent identifiée sur les échantillons durant les désaimantations.

3.5) Les formations Huaylillas, Moquegua supérieur et Tacaza de l'Oligo-Miocène.

Ces formations ont été échantillonnées dans le sud du Pérou et comprennent pour les formations Huaylillas et Moquegua supérieur des ignimbrites datées

localement de l'Oligocène supérieur au Miocène basal pour la formation Moquegua supérieur et s'étendant à l'ensemble du Miocène inférieur pour la formation Huaylillas. La formation Tacaza comprend quant à elle des tufs et des rhyolites attribués à l'Oligocène supérieur et au Miocène. Sept sites ont été échantillonnés dans la formation Huaylillas mais seulement cinq (PE162, 163, 164, 172 et 173) ont été étudiés complètement pour des raisons qui seront exposées ci-après. Trois sites ont été échantillonnés et étudiés dans la formation Moquegua supérieur (sites PE177, 178 et 179) et trois sites sur cinq (PE181, 185, 194) ont été étudiés complètement dans la formation Tacaza. Les deux autres sites de cette formation ont montré des résultats totalement ininterprétables sur les échantillons pilotes et n'ont donc pas été désaimantés en totalité. Par ailleurs un site (PE201) a été échantillonné dans la formation nommée "Ignimbrite V1" (Huamán, 1985). Cette formation, datée de l'Oligocène supérieur mais plus septentrionale que les précédentes, appartiendrait aussi à la formation Moquegua supérieur.

a) Minéralogie magnétique.

Les courbes thermomagnétiques obtenues sur les échantillons des formations Moquegua supérieur, Tacaza et "Ignimbrite V1" (Fig. IV-41) se caractérisent par un point de Curie unique compris entre 550 et 580°C, lequel caractérise la magnétite. La présence de ce minéral comme porteur unique de l'aimantation est confirmée par des valeurs de Hcr relativement faibles comprises entre 40 et 60 mT et par des courbes d'acquisition de l'ARI qui présentent toutes une saturation atteinte pour des champs variant de 0,3 à 0,4 T (Fig. IV-42). Les échantillons du site PE194 de la formation Tacaza présentent quant à eux une courbe thermomagnétique caractérisée par une rupture de pente durant la chauffe vers 350-400°C et un point de Curie final vers 580°C. Ce site présente par conséquent une minéralogie magnétique plus complexe que celle des autres sites de la même formation.

Les échantillons de la formation Huaylillas présentent une minéralogie également multiple souvent caractérisée par l'association magnétite-hématite. La présence conjointe de ces deux espèces apparaît clairement sur certaines des courbes d'acquisition de l'ARI qui présentent une saturation d'abord rapide puis lente et incomplète à 2,7 T (sites PE173, 174 et 175; Fig. IV-42). Toutefois, seul le site PE174 présente une valeur de Hcr élevée, voisine de 110 mT, qui traduit la présence d'une fraction importante d'hématite.

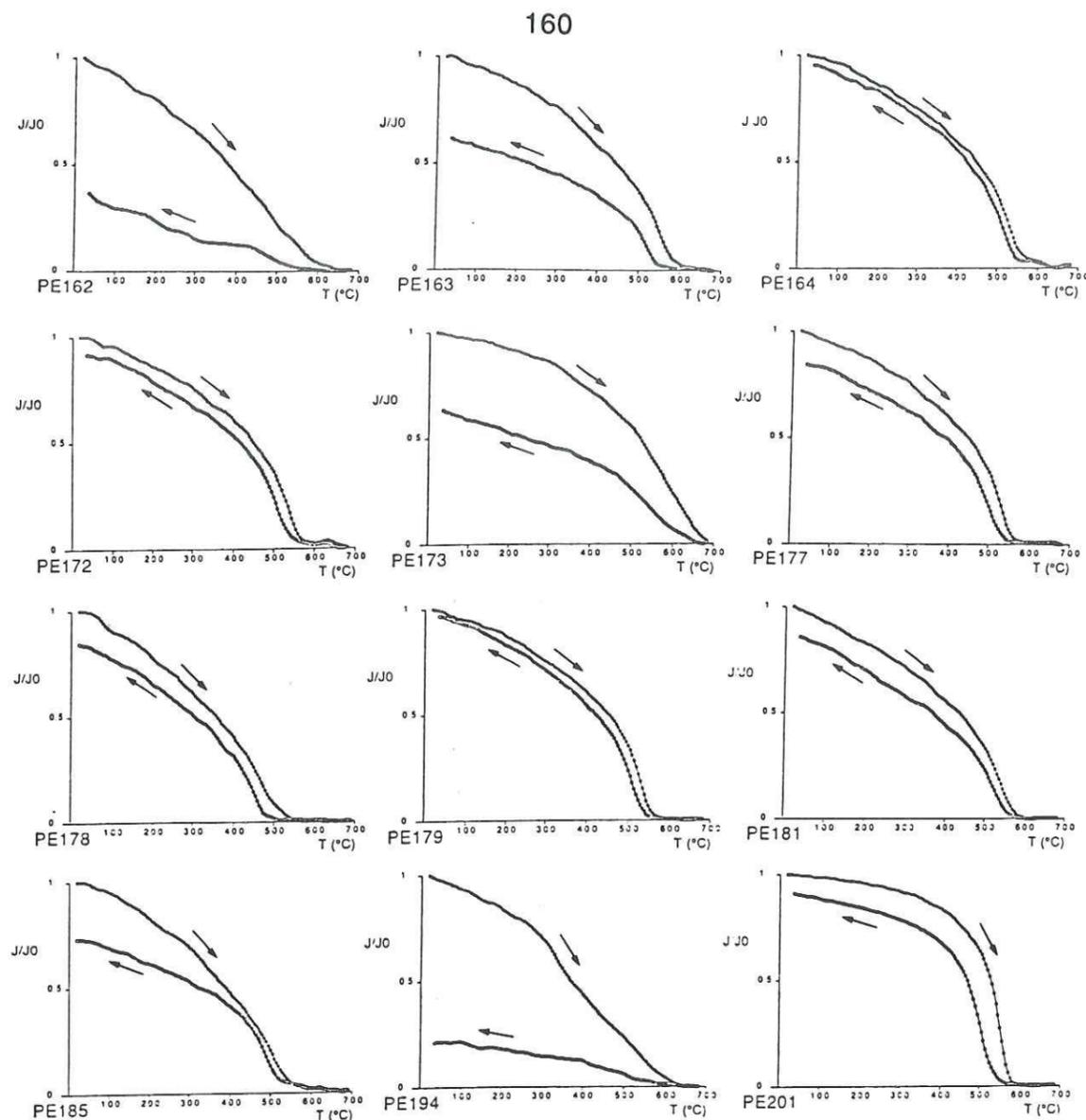


Figure IV-41: Courbes thermomagnétiques normalisées des échantillons des formations Tacaza, Moquegua supérieur et Huaylillas. En général, les courbes des échantillons de la formation Huaylillas (PE162 à 164, 172 et 173) montrent des fortes diminutions de l'intensité d'aimantation vers 550-600°C (magnétite) suivies d'une très légère diminution jusqu'à 700°C (hématite), à l'exception du site PE173 dont la diminution de l'aimantation se fait progressivement pour s'annuler à 700°C indiquant ainsi une présence plus importante d'hématite pour ce site. Le reste des échantillons (formations Tacaza et Moquegua sup.) montrent en général un seul point de Curie entre 550 et 580°C (magnétite), sauf pour le site PE194 de la fm. Tacaza pour lequel on remarque, en plus, une inflexion de la courbe de chauffe vers 350-400°C.

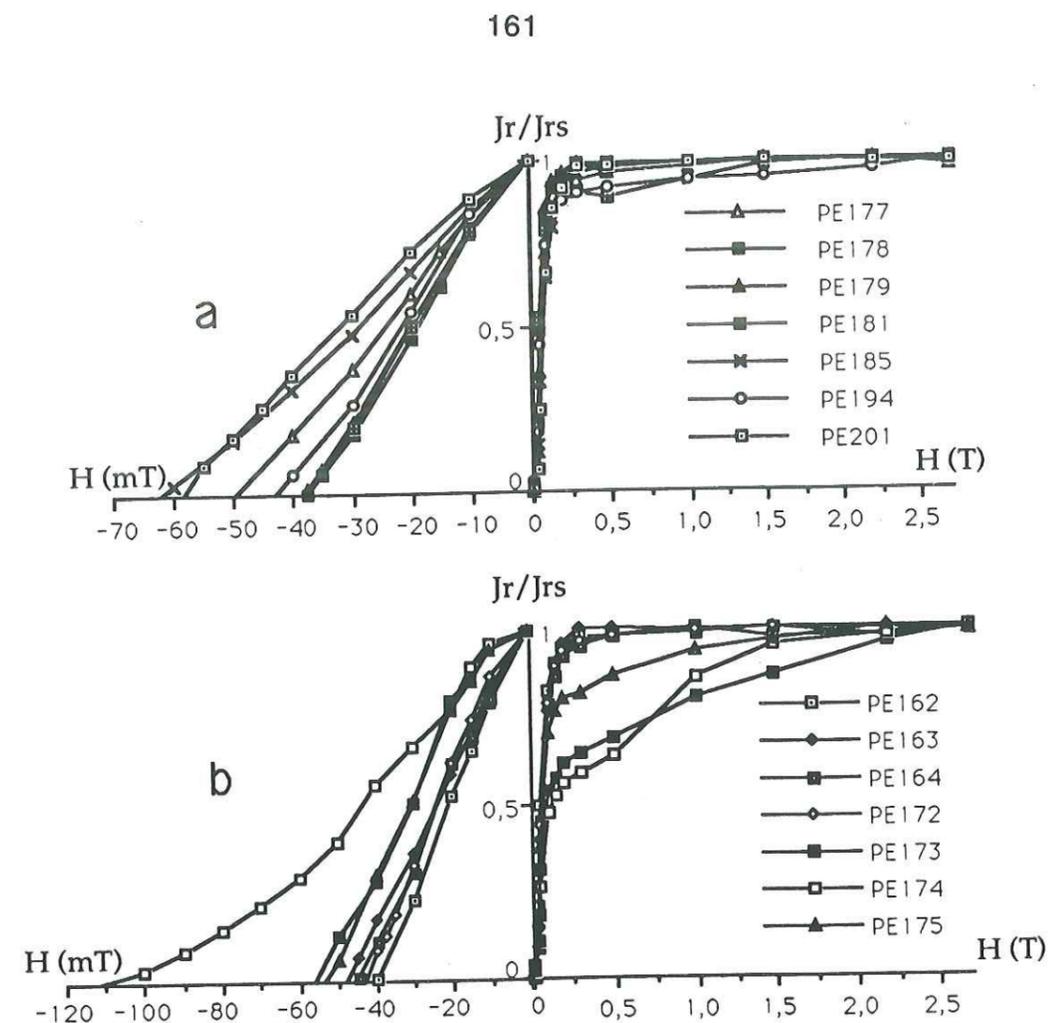


Figure IV-42: Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite), et de détermination du champ coercitif rémanent (à gauche), des échantillons pilotes représentatifs des sites: a) des formations Tacaza (PE181, 185 et 194) et Moquegua supérieur (PE177, 178, 179 et 201); b) de la formation Huaylillas. (commentaires dans le texte)

En revanche, seule la magnétite est mise en évidence sur les courbes d'acquisition de l'ARI des sites PE162, 163 et 164. Les courbes thermomagnétiques correspondant à ces trois derniers sites présentent effectivement un point de Curie clairement exprimé entre 550 et 580°C, mais présentent également une décroissance très lente au delà qui traduit également la présence d'hématite. Cette dernière pourrait être néoformée durant la chauffe (bien que celle-ci ait été opérée sous atmosphère d'azote), d'où la diminution de l'aimantation induite observée lors du refroidissement. Dans le cas du site PE173, seul le point de Curie de l'hématite est clairement exprimé sur la courbe thermomagnétique, indiquant une prédominance de cette espèce magnétique dans les échantillons.

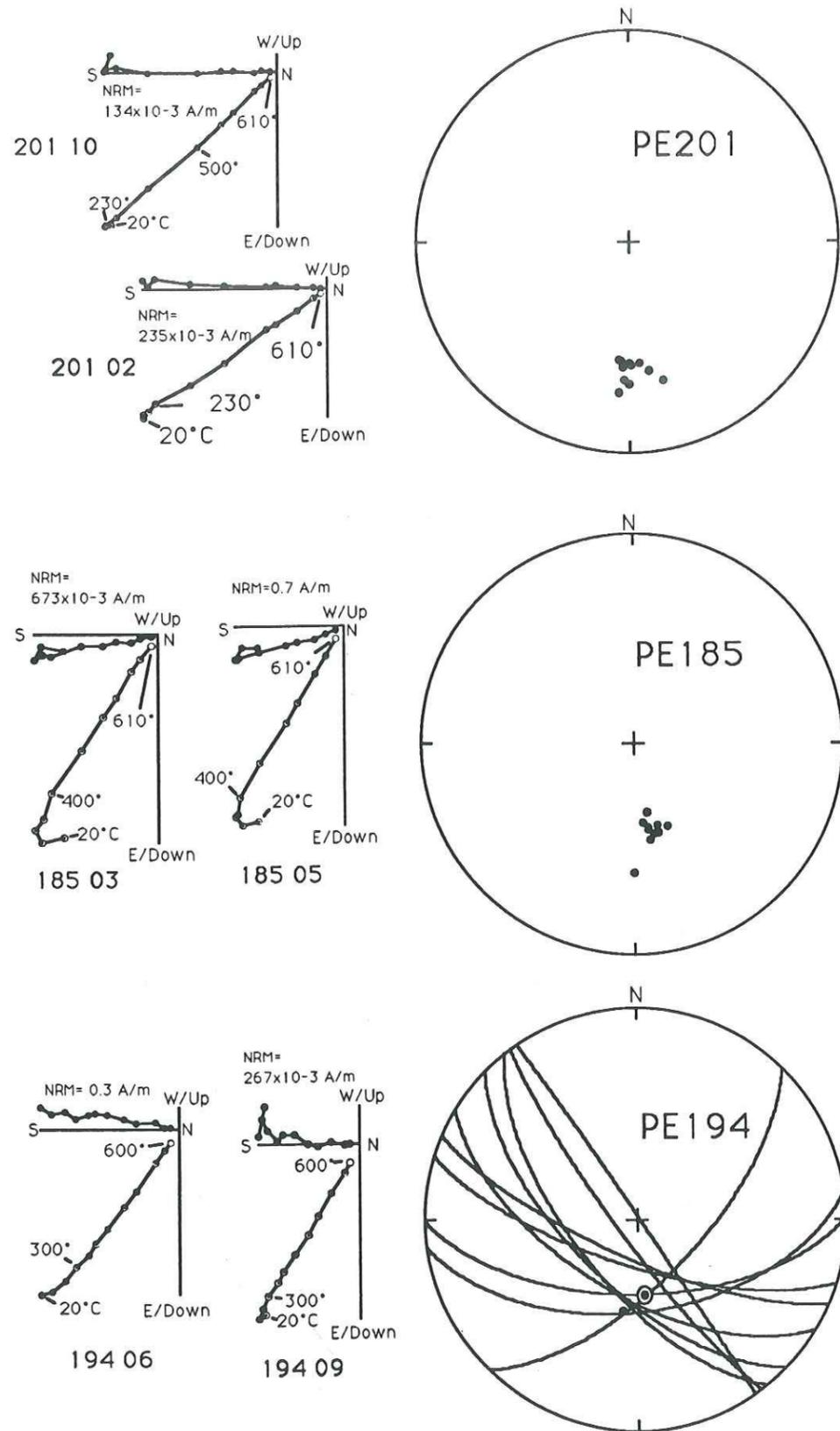


Figure IV-43: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation thermique et diagrammes à égale surface (à droite) des directions caractéristiques des échantillons des sites Tacaza et Moquegua sup., comportant une seule composante stable. Pour le site PE194 les grands cercles que nous avons tracé intègrent une composante secondaire d'aimantation basse température éliminée vers 350°C et la composante finale stable. (mêmes conventions que précédemment)

b) Résultats des désaimantations.

Le site PE201, assimilé à la formation Moquegua, comporte une seule composante d'aimantation de polarité inverse qui est mise en évidence dès le début du traitement (Fig. IV-43) et dont la destruction est pratiquement achevée pour des températures proches de 580°C. Toutefois, il subsiste parfois au delà de cette température et jusqu'à 610°C une aimantation résiduelle qui représente moins de 6% de l'ARN de départ et dont la direction reste cohérente avec celle de la composante caractéristique. Cette aimantation résiduelle serait portée par de l'hématite bien que celle-ci n'ait pas été mise en évidence lors des analyses de minéralogie magnétique.

Les échantillons de la formation Moquegua supérieur présentent généralement deux composantes d'aimantation largement superposées (sites PE177, 178 et 179; Fig. IV-44). Seule l'intersection des cercles de réaimantation variés décrits par l'aimantation restante des échantillons permet de montrer que ces deux composantes sont antiparallèles pour les sites PE178 et 179. Pour le site PE177, une seule famille de cercles est mise en évidence et ne permet pas de définir une direction d'aimantation caractéristique pour ce site. Les deux composantes présentes dans les échantillons du site PE177 seraient donc non-antipodales et à l'évidence toutes deux portées par la magnétite.

Les échantillons de la formation Tacaza (Fig. IV-43) présentent soit une seule composante d'aimantation caractéristique de polarité inverse, isolée dès le début du traitement (site PE185) ou après élimination d'une composante secondaire basses températures (site PE194), soit deux composantes normales largement superposées, dont l'une est une aimantation secondaire proche de la direction du champ actuel (site PE181; Fig. IV-43). Pour ce dernier site composé de roche très friables, seuls quelques échantillons ont pu être étudiés, les autres ayant été brisés durant le transport. Par conséquent la direction caractéristique relative à ce site n'est définie qu'à partir de cinq directions individuelles.

Les échantillons de la formation Huaylillas comportent soit une direction d'aimantation unique (PE162 et 164), soit deux composantes antiparallèles plus ou moins superposées (PE163, 172 et 173). Pour tous les sites étudiés, aussi bien les directions finales stables que les intersections des cercles de réaimantations définissent des directions caractéristiques présentant des inclinaisons comprises entre 70 et 85° (Fig. IV-45), c'est-à-dire très élevées par rapport aux inclinaisons attendues (qui seraient proches de 30°). Lorsque l'on moyenne l'ensemble des directions obtenues pour les cinq sites étudiés dans la formation Huaylillas on

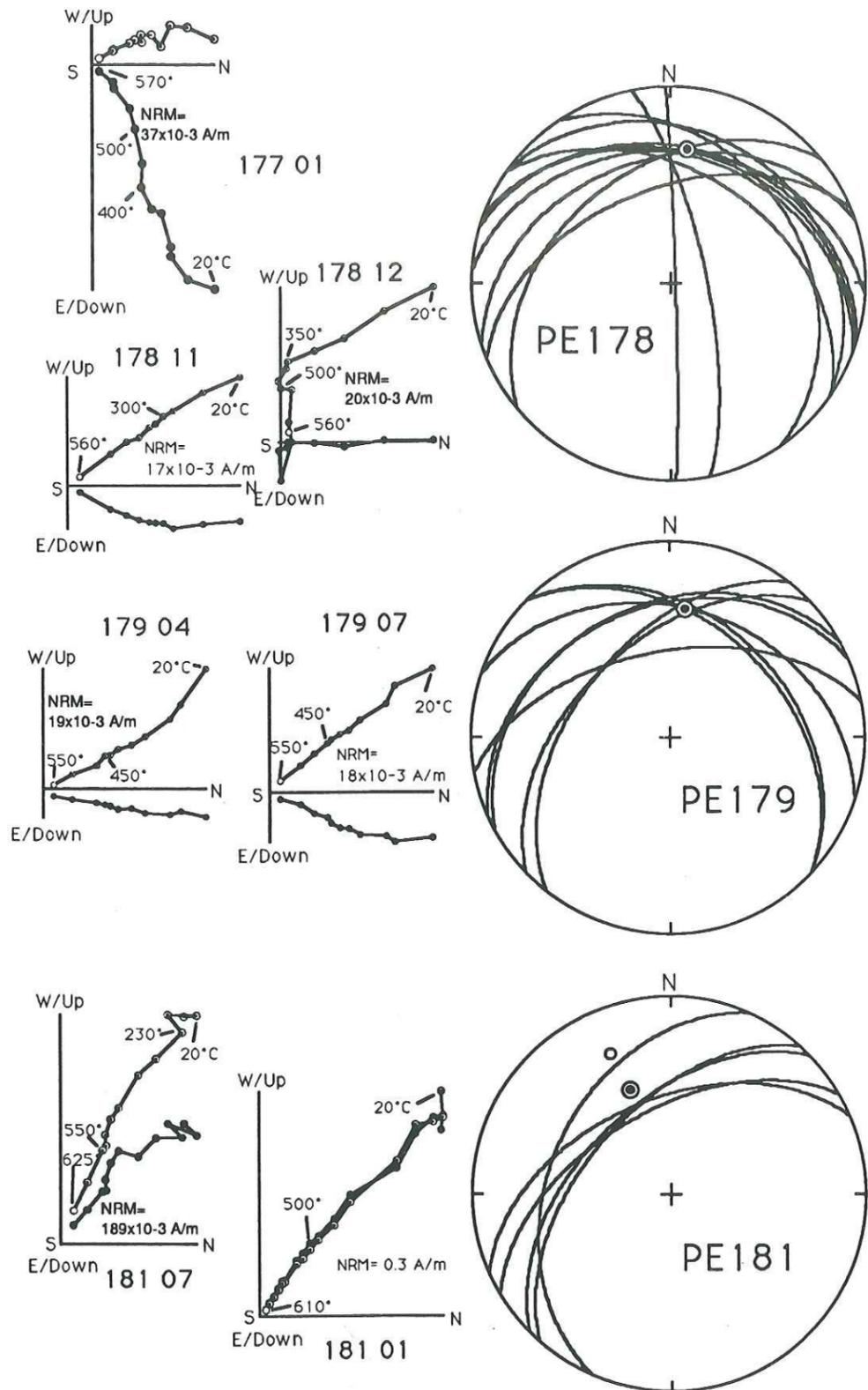


Figure IV-44: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation thermique et diagrammes à égale surface (à droite) des directions caractéristiques des échantillons des sites Tacaza et Moquegua sup., comportant deux composantes antiparallèles largement superposées. Seul pour le site PE177 l'antiparallélisme des deux composantes n'est pas démontré, une seule famille de cercles ayant été mis en évidence.

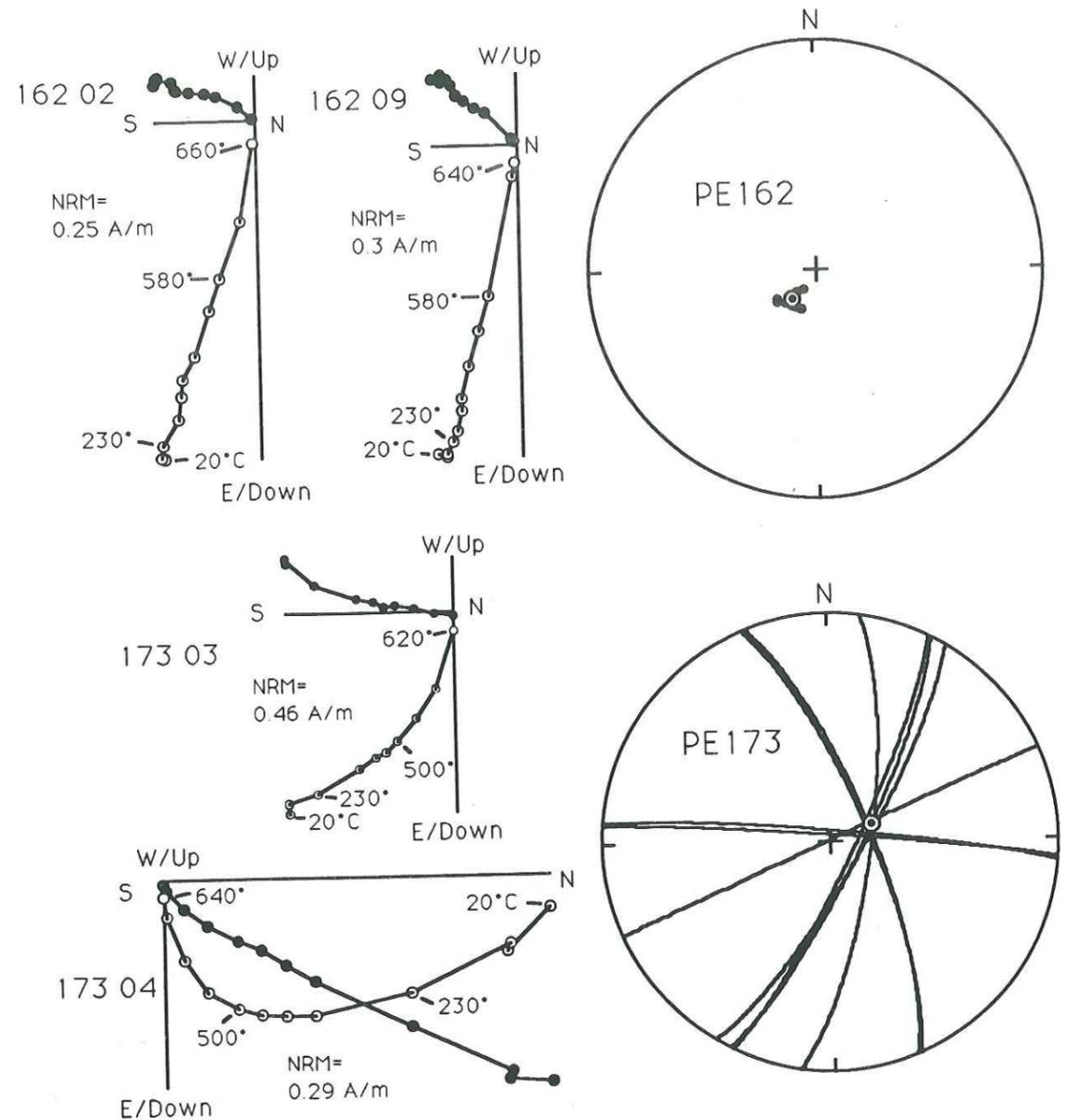


Figure IV-45: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation thermique et diagrammes à égale surface (à droite) des directions caractéristiques des échantillons des sites de la formation Huaylillas. Les directions caractéristiques ont des inclinaisons inexplicablement élevées, proches de la verticale, par rapport aux inclinaisons attendues pour la région (qui seraient proches de 30°). Mêmes conventions que précédemment.

obtient une direction subverticale de coordonnées : $D=182,2^\circ$; $I=83,4^\circ$; $K=24$; $A95=16,1^\circ$. Les échantillons pilotes pris sur chacun des sites PE174 et 175, et désaimantés en totalité mettaient également en évidence une composante d'aimantation unique d'inclinaison très élevée. Pour cette raison, ces sites n'ont pas été étudiés en totalité. On remarquera la similitude de ces résultats avec ceux, également inexplicés, obtenus pour le site PE209 de la formation Nazca. Dans le

but de rechercher une explication logique à ces inclinaisons élevées, nous avons procédé à des analyses d'anisotropie de susceptibilité magnétique sur les différents sites de la formation Huaylillas. A titre de comparaison, les mêmes analyses ont été effectuées sur des échantillons des sites correspondant à la formation Chuntacala (voir paragraphe 3.6) qui affleure à quelques 5 km à l'Est des sites Huaylillas (Fig. III-21, Chapitre échantillonnage). Ces analyses sont présentées dans le paragraphe suivant.

c) Méthodes complémentaires : l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM).

Rappels généraux.

Les différents grains, magnétiques ou non (grains para ou diamagnétiques), qui composent une roche ne sont pratiquement jamais isotropes du point de vue de leurs propriétés physiques. L'aimantation induite dans un grain quelconque placé dans un champ sera différente selon la direction dans laquelle le champ sera appliqué et dépendra en particulier de la forme du grain. La susceptibilité magnétique du grain sera ainsi plus élevée dans la direction d'allongement maximum du grain. Une roche qui sera constituée d'un ensemble de grains disposés selon une orientation préférentielle présentera une anisotropie de sa susceptibilité magnétique (ASM). Si cette orientation préférentielle des grains résulte d'un courant de dépôt (pour un sédiment) ou d'écoulement (pour une lave), ou encore de contraintes tectoniques exercées sur la roche, la mesure de l'ASM de la roche renseignera sur la géométrie de l'écoulement ou sur celle des contraintes principales qu'elle a subi. Cette ASM peut être représentée géométriquement par un ellipsoïde moyen dont les trois axes principaux $K_{max} > K_{int} > K_{min}$ sont définis en intensité et en direction. Leur représentation directionnelle est faite sur des projections à égales surfaces. Différents paramètres permettent de définir les caractéristiques géométriques de l'ellipsoïde c'est-à-dire la grandeur relative des axes principaux. Parmi ces paramètres on définit la linéation L et la foliation magnétique F, respectivement comme étant les rapports K_{max}/K_{int} et K_{int}/K_{min} . Un diagramme de L en fonction de F permet de différencier un domaine correspondant à une fabrique "planaire" (cas $L < F$), ou "linéaire" (cas $L > F$), selon que celui-ci est situé au dessous ou au dessus de la droite bissectrice $L=F$.

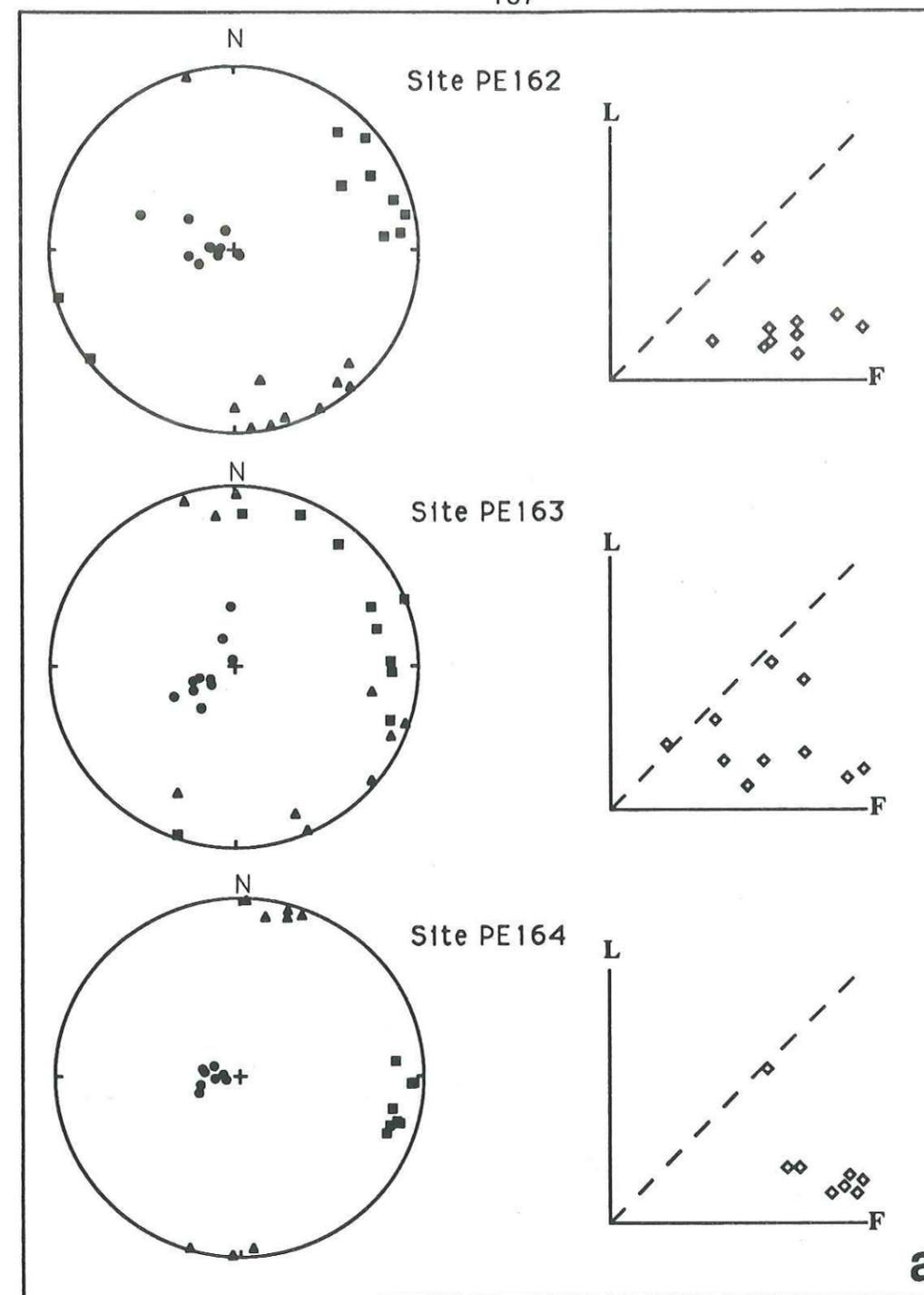


Figure IV-46: Diagrammes à égales surfaces des trois axes principaux de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible (K_{max} , K_{int} et K_{min} représentés respectivement par des carrés, des triangles et des ronds), et diagrammes L en fonction de F (chaque échantillon est représenté par un losange vide) pour les sites PE162, 163 et 164 (a), et les sites PE172, 173, 174 et 175 (b), appartenant à la formation Huaylillas. (explications dans le texte)

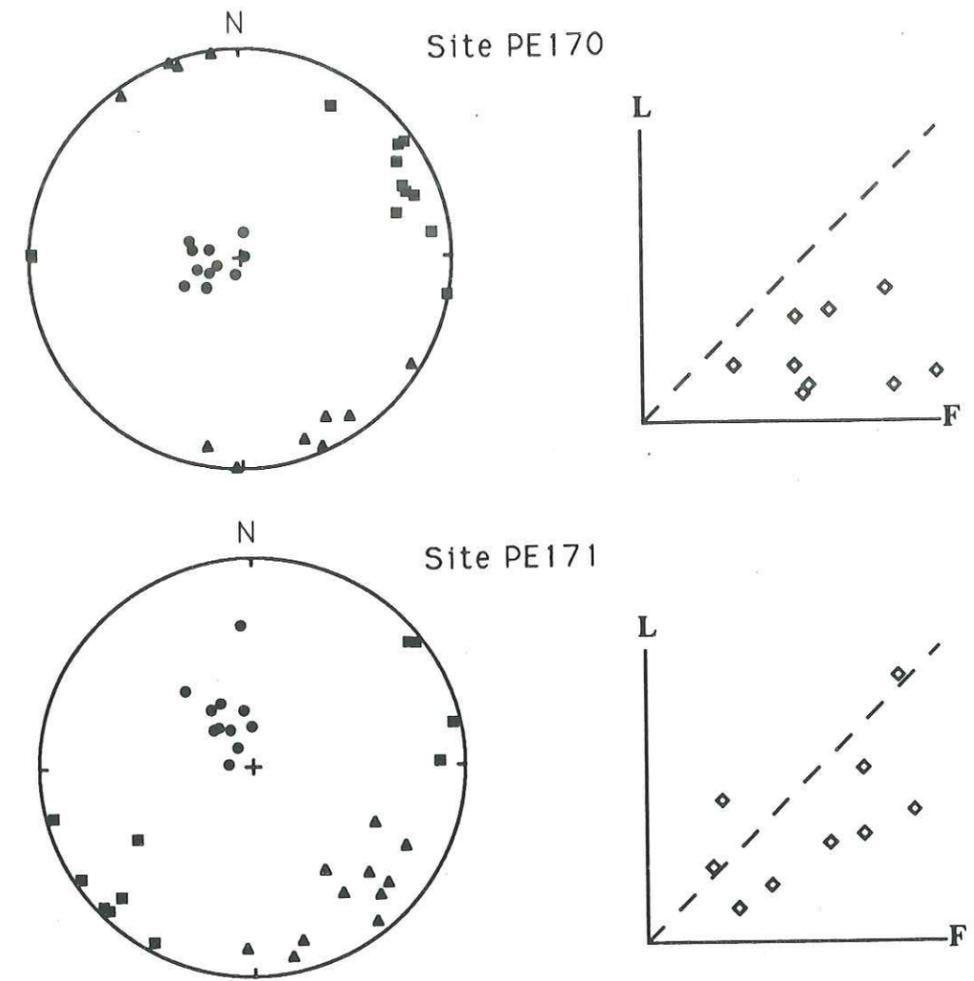
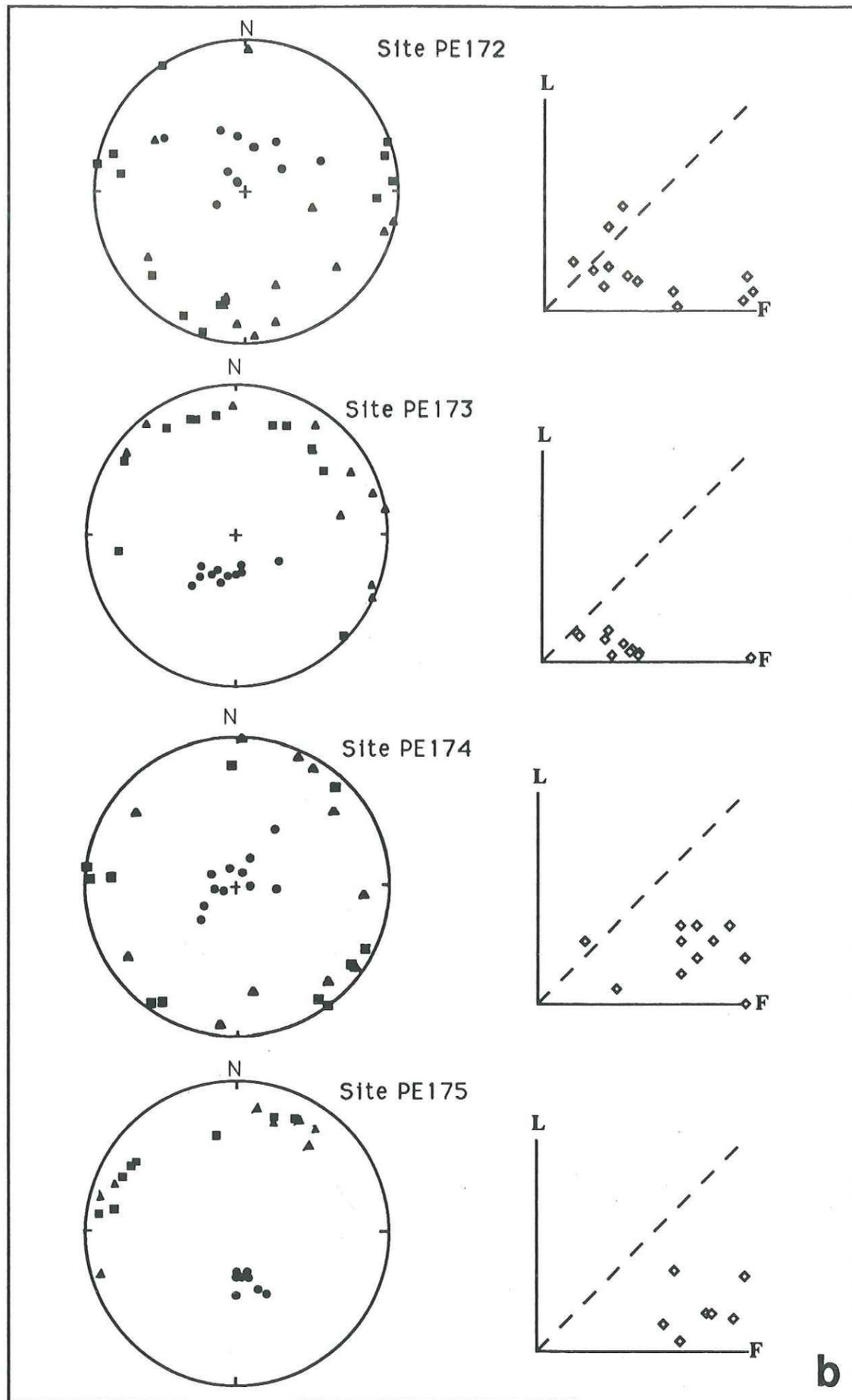


Figure IV-46 (c): Diagrammes à égales surfaces des trois axes principaux de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible, et diagrammes L en fonction de F pour les sites PE170 et PE171 de la formation Chuntacala. (mêmes conventions que précédemment et explications dans le texte)

Application aux formations Huaylillas et Chuntacala.

Les analyses d'ASM que nous avons effectuées sur les sites de la formation Huaylillas indiquent généralement des axes Kmin regroupés en moyenne à proximité de la direction verticale et des axes Kmax et Kint distribués selon un plan proche du plan horizontal (Fig. IV-46a,b). Pour les sites PE162 et 164 on observe un regroupement des Kmax selon une direction E-W à ENE-WSW qui correspond probablement à un alignement des axes majeurs des minéraux magnétiques suivant la direction du flux de dépôt à chaud, et à leur "compaction" ultérieure lors du refroidissement. Ces fabriques magnétiques observées sur nos

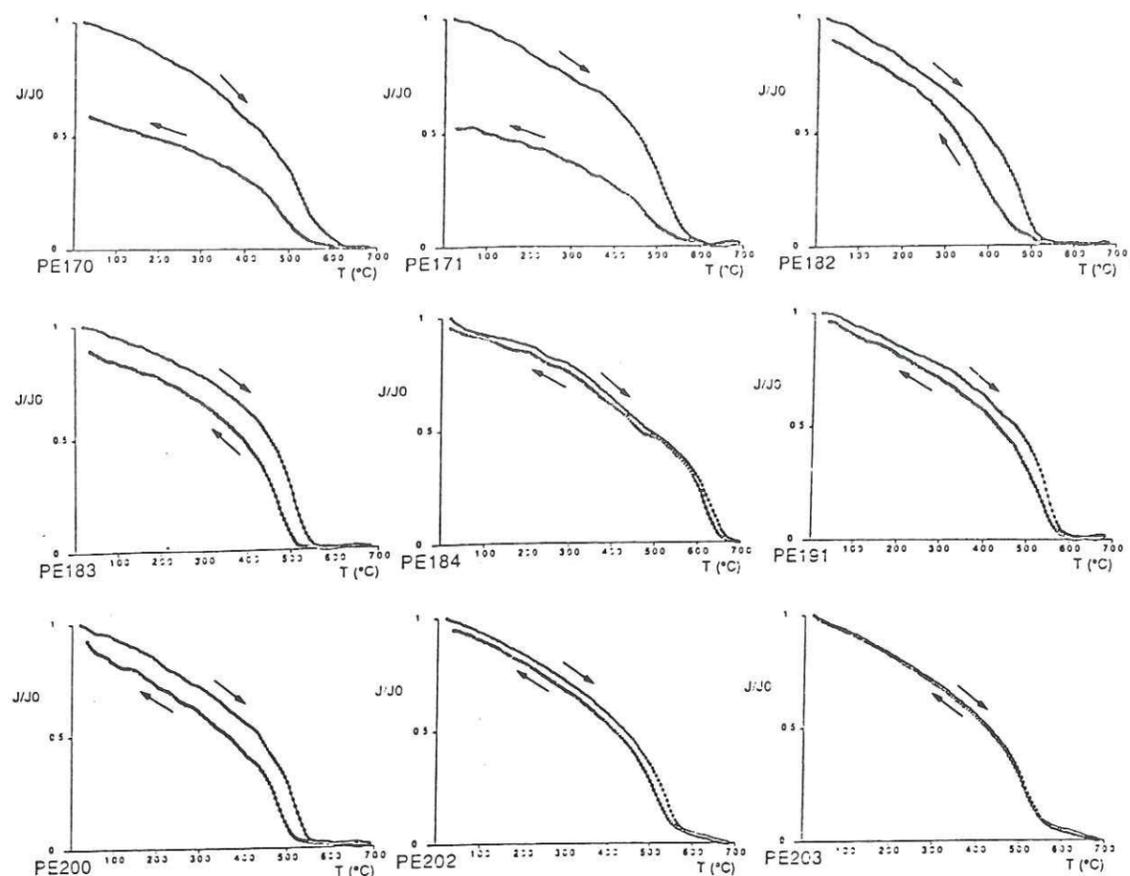


Figure IV-47: Courbes thermomagnétiques normalisées des échantillons des formations volcaniques du Miocène moyen-Pliocène du sud du Pérou montrant le présence de magnétite seule (sites PE170, 171, 183, 191, 200), ou bien d'une association magnétite-hématite (sites restants). Voir explications dans le texte.

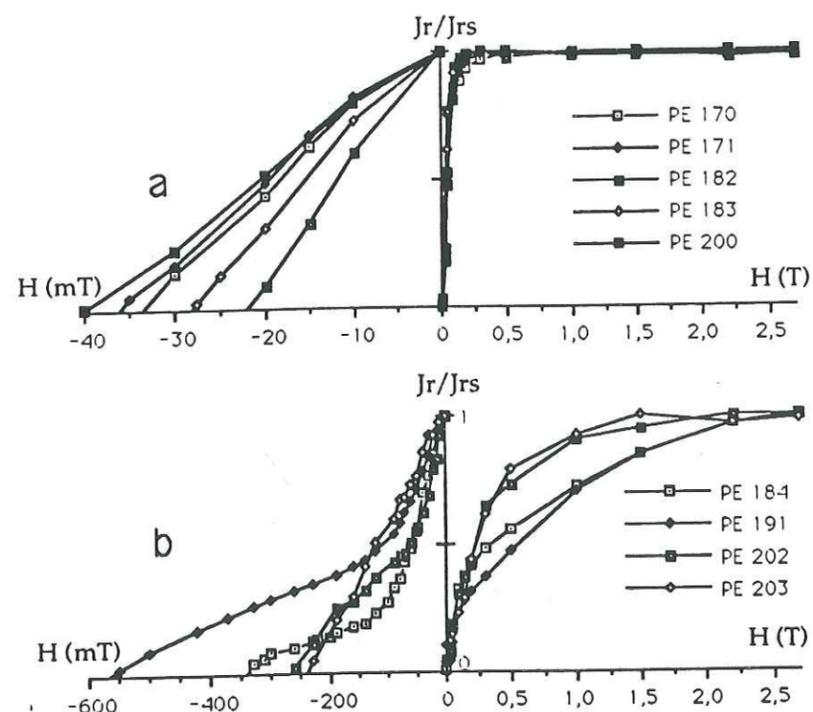


Figure IV-48: Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite), et de détermination du champ coercitif rémanent (à gauche), des échantillons des sites comportant uniquement de la magnétite comme minéral magnétique (a), ou de la magnétite et de l'hématite associées (b). (voir texte).

sites sont de type similaire à celles reportées pour des ignimbrites du Nouveau Mexique ou du Colorado (Ellwood, 1982; Knigh et al., 1986; Seaman et al., 1991). Pour les sites PE163, 172, 173, 174 et 175 les directions des Kmax se répartissent dans le plan horizontal sans dessiner de direction préférentielle. La fabrique magnétique est dans ce cas typiquement une fabrique de type planaire avec un dépôt des grains selon un plan proche de l'horizontale. Nous n'avons par conséquent pas réussi à trouver une explication aux directions paléomagnétiques subverticales obtenues pour les sites de la formation Huaylillas qui restent énigmatiques.

Pour les sites de la formation Chuntacala du Miocène moyen (PE170 et 171), situés à proximité des sites "anormaux" précédents, les analyses d'ASM indiquent également des axes Kmin verticaux et des Kmax disposés sur le plan horizontal et regroupés selon une direction ENE - WSW (Fig. IV-46c). Cette fabrique magnétique suggère également un alignement selon le flux de dépôt à chaud. De même, les diagrammes L/F correspondants soulignent la fabrique magnétique de type planaire pour cette formation dans cette région. Le plan de foliation magnétique correspond alors au plan horizontal actuel. Si toutefois la formation s'est refroidie sur une paléopente topographique, il faudrait admettre que celle-ci ait été remise ensuite à l'horizontale par des mouvements tectoniques pour obtenir la fabrique magnétique observée. Cette hypothèse nous paraît peu plausible. La persistance de la verticalité de l'axe Kmin, tant pour les sites de la formation Huaylillas que pour ceux de la formation Chuntacala, plaide au contraire en faveur d'une faiblesse des contraintes subies par les roches de ces formations depuis leur mise en place. Cette observation est en accord avec les données structurales de ce secteur qui indiquent de faibles déformations tectoniques dues aux différentes phases Quechua (García, 1968; Bellido, 1979).

3.6 Les formations volcaniques du Miocène moyen-Pliocène du Sud du Pérou.

Il s'agit des formations ignimbritiques rhyodacitiques Chuntacala du Miocène moyen (sites PE170, 171), "Ignimbrites V2" (Huamán, 1985) du Miocène supérieur (sites PE200, 202, 203), ainsi que des ignimbrites rhyolitiques pliocènes "Sillar d'Arequipa" du Groupe Barroso (sites PE184 et 191), et des laves andésitiques pléistocènes émises par le volcan Chachani et qui appartiennent à ce même Groupe Barroso (sites PE182, 183).

a) *Minéralogie magnétique.*

Compte tenu de la variété des minéralogies de ces différentes formations, il nous a paru plus judicieux de distinguer les différents sites en fonction de leur propriétés magnétiques plutôt que de passer en revue successivement chaque formation. Les courbes thermomagnétiques obtenues à la balance de Curie ainsi que les courbes d'acquisition et de destruction de l'ARI sur un échantillon de chaque site permettent de scinder les différents sites en deux groupes selon la présence de magnétite seule ou de la présence conjointe de magnétite et d'hématite.

- *Echantillons à magnétite seule.*

Quatre sites (PE171, 182, 183, et 200) présentent des courbes thermomagnétiques caractérisées par un point de Curie unique compris entre 530 et 580°C (Fig. IV-47) et correspondant à de la magnétite ou à des titanomagnétites pauvres en titane. Tous les échantillons de ces sites sont caractérisés par une croissance rapide de l'ARI avec une saturation atteinte dès 0,3T et des valeurs de Hcr comprises entre 20 et 50 mT (Fig. IV-48a). Ces caractéristiques confirment la présence de magnétite comme minéral magnétique unique de ces formations.

Dans le cas du site PE170, la courbe d'acquisition de l'ARI et la faible valeur de Hcr indiquent également que la minéralogie magnétique de ce site est dominée par la magnétite (Fig. IV-48a). L'inflexion observée sur la courbe thermomagnétique vers 550°C et la température de Curie proche de 620°C indiqueraient également la présence d'une petite fraction d'hématite dont une partie serait néoformée durant la chauffe. Cette transformation expliquerait la non-réversibilité de la courbe et la diminution de l'aimantation induite lors du refroidissement.

- *Echantillons à magnétite et hématite associés.*

Le site PE191, bien que caractérisé par un point de Curie unique voisin de 580°C (Fig. IV-47), présente une courbe de saturation en deux temps, d'abord rapide puis lente, et une valeur de Hcr élevée voisine de 560 mT (Fig. IV-48b). Ce site comporte donc à l'évidence de l'hématite (ou une variété de ce minéral à point de Curie proche de 580°C) associée à la magnétite.

Les trois sites restants (PE184, 202 et 203; Figs. 47 et 48b) comportent clairement

une minéralogie magnétique multiple soit à hématite dominante (site PE184 à point de Curie unique proche de 700°C et à courbe de saturation en deux temps), soit à magnétite dominante (sites PE202 et 203 avec deux points de Curie bien marqués à 550°C et 630-680°C, et saturation plus brutale mais incomplète et valeurs de Hcr assez élevées, comprises entre 240 et 570 mT).

b) *Résultats des désaimantations.*

Les échantillons andésitiques du volcan Chachani (sites PE182 et 183) ont un niveau d'aimantation naturelle remarquablement élevé (compris entre 5 et 16 A/m). Ils comportent tous une seule composante d'aimantation caractéristique qui est mise en évidence dès le début du traitement ou bien isolée après 300°C, après élimination d'une composante visqueuse, de direction approximativement N-S (Fig. IV-49). Ces deux sites étant géographiquement très proches et représentant vraisemblablement un nombre très limité de coulées (probablement seulement deux), nous avons regroupé les directions individuelles obtenues sur chacun d'eux de manière à réduire les effets de la dérive séculaire et ainsi déterminer une direction caractéristique plus fiable. Toutefois, malgré cela, la direction moyenne obtenue ($D=342,4^\circ$; $I=-72,4^\circ$; $K=70$; $\alpha_{95}=4,3^\circ$) présente une inclinaison très élevée qui nous a amené à douter de la qualité de ce résultat (bloc basculé ou bien mauvais moyennage de la variation séculaire).

Les échantillons de la formation Sillar d'Arequipa (Fig. IV-49) comportent soit une composante d'aimantation unique de polarité inverse (site PE184), mise en évidence jusqu'à 620°C et portée par l'hématite, soit deux composantes antiparallèles largement superposées jusqu'à au moins 500°C (site PE191). Au delà de cette température, une composante inverse unique semble isolée et serait portée par l'hématite seule. La présence des deux aimantations superposées dans les échantillons du site PE191 s'accorde bien avec les données de la minéralogie magnétique qui montraient clairement une association magnétite-hématite.

Les échantillons des formations Chuntacala (sites PE170 et 171) et "Ignimbrites V2" (sites 200, 202 et 203) comportent soit une composante unique de polarité normale pour la formation Chuntacala ou de polarité variable pour l'"Ignimbrites V2", soit deux composantes antiparallèles superposées jusqu'à 400-500°C puis une composante unique au delà (Fig. IV-49). Dans ce dernier cas, la direction finale de l'aimantation restante est proche du lieu des intersections des cercles de réaimantation. Les désaimantations étant généralement achevées entre 600 et 640°C, la dernière composante isolée est portée par l'hématite.

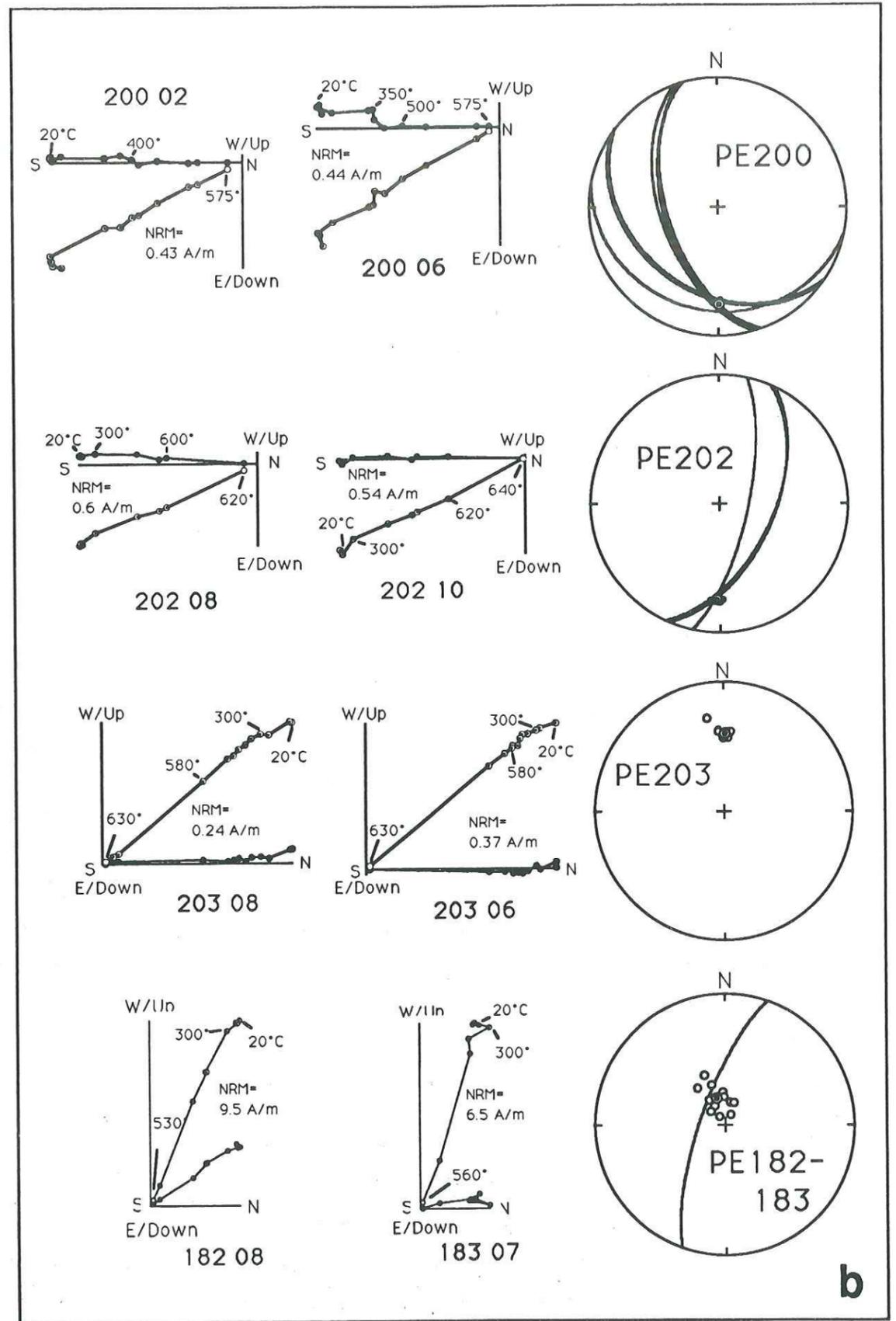
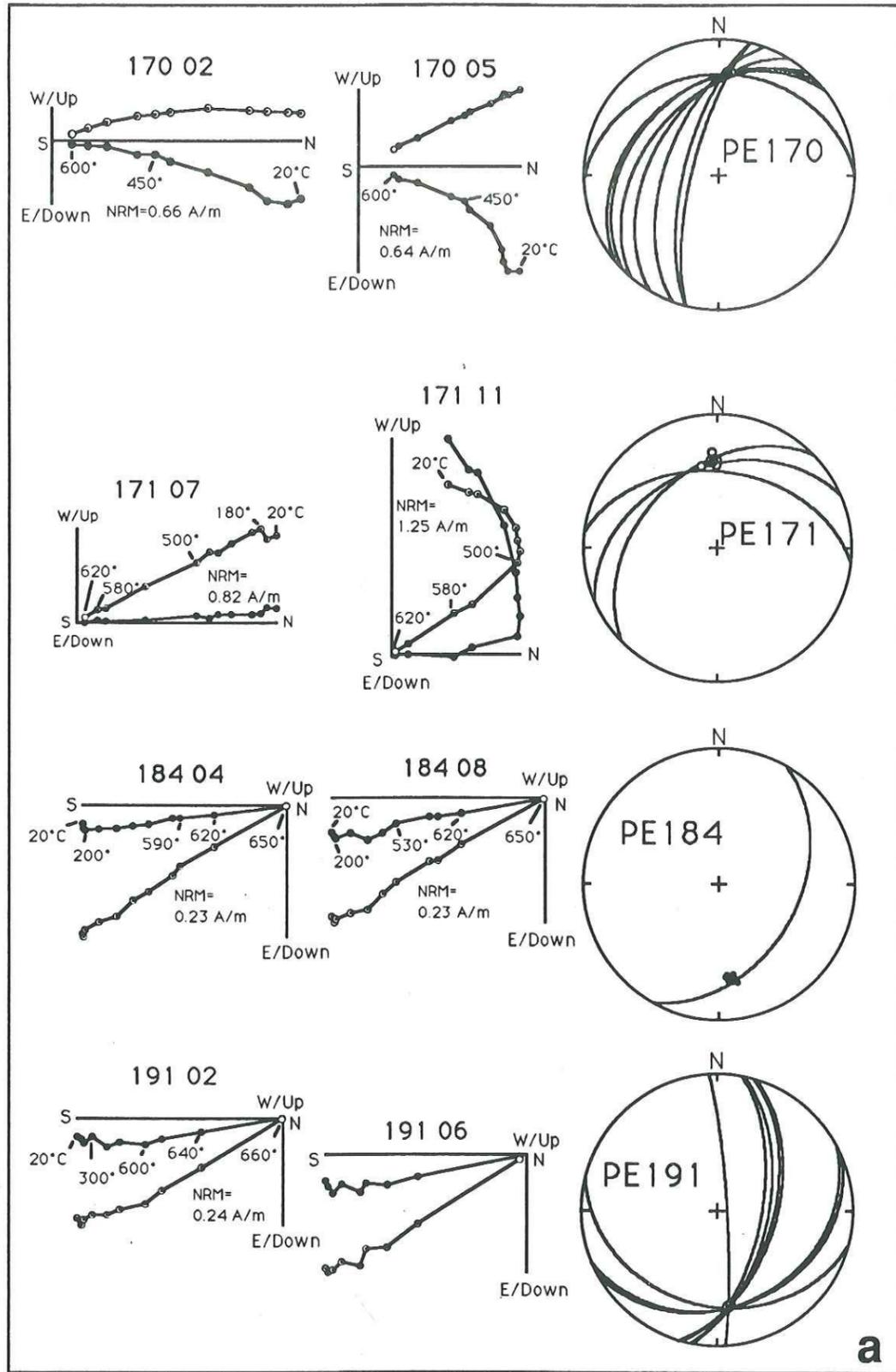


Figure IV-49 a) et b): Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation thermique et projection à égales surfaces des directions stables et des cercles de réaimantation (à droite) obtenus pour des échantillons de sites volcaniques du Miocène moyen à Pliocène du sud du Pérou. La variété des cercles de réaimantation et leur intersection parfaite démontre que les deux composantes présentes dans chaque échantillon des sites PE170, 171, 191, 200 et 202 sont exactement antiparallèles.

En conclusion, les analyses de minéralogie magnétique réalisées sur ces formations indiquent l'existence soit d'un porteur magnétique unique (magnétite), soit d'une minéralogie magnétique multiple associant magnétite et hématite. Selon le nombre de composantes mises en évidence et leur plus ou moins bonne séparation, les directions des aimantations caractéristiques ont été calculées à partir des directions stables (site PE203) ou bien en combinant les directions stables aux cercles de réaimantation (sites 170, 171, 182, 183, 184, 191, 200 et 202).

3.7) Les dykes de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur et du Miocène terminal du Centre du Pérou.

Trois dykes (PE105, 217 et 218) dont l'un (PE105) correspond à une cheminée volcanique ont été échantillonnés dans le Centre du Pérou. Les sites PE217 et 218, datés de l'Eocène sup-Oligocène inf, sont intrusifs dans le volcanisme albien Casma. Le site PE105 du Miocène terminal recoupe quant à lui le granite Surco du Miocène inférieur.

a) Minéralogie magnétique.

Les courbes thermomagnétiques obtenues sur ces différents sites (Fig. IV-50) se caractérisent par deux points d'inflexion mis en évidence sur la courbe de chauffe. Le premier se situe entre 300 et 400°C. Il est suivi par une rupture de pente et de nouveau une décroissance de l'aimantation qui s'annule vers 550-580°C (température de Curie de la magnétite). Le premier point est moins visible sur l'échantillon du site PE105 du fait d'une décroissance générale plus rapide de l'aimantation. Au cours du refroidissement, seul le point de Curie de la magnétite subsiste et l'aimantation finale est réduite de moitié par rapport à l'aimantation initiale.

Tous les échantillons de ces sites ont des courbes d'acquisition de l'ARI caractérisées par des saturations rapides acquises avant 0,5 T (Fig. IV-51). Seul le site PE217 présente une saturation moins brutale qui n'est acquise qu'à 0,75 T. Ce site comporterait une petite fraction d'hématite comme le suggère également la valeur du H_{cr} qui atteint 90 mT. Les courbes d'ARI comme les courbes thermomagnétiques indiquent que la magnétite est présente dans tous les échantillons et serait associée à une autre phase magnétique (titanomagnétites, sulfures ou maghémite?) ayant un point de Curie proche de 400°C et qui serait transformée en magnétite à plus haute température.

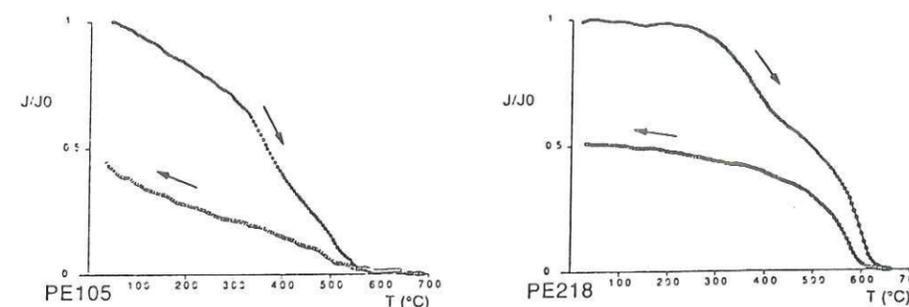


Figure IV-50: Courbes thermomagnétiques, obtenues sur des échantillons des dykes de l'Eocène sup. (site PE218) et du Miocène terminal (site PE105) situés à l'est de Lima. Deux points d'inflexion sont visibles, l'un vers 300-400°C et l'autre entre 550 et 580°C (point de Curie de la magnétite). Les courbes ne sont pas réversibles et l'intensité d'aimantation finale est réduite de moitié par rapport à celle du début de l'expérience.

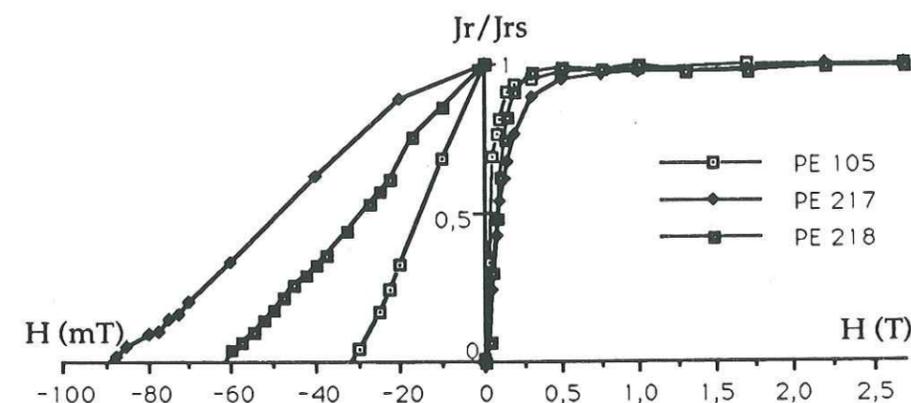
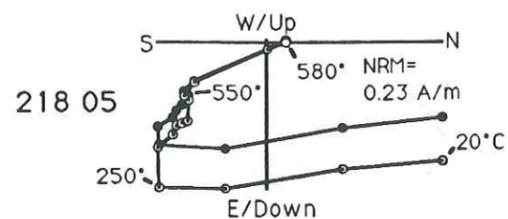
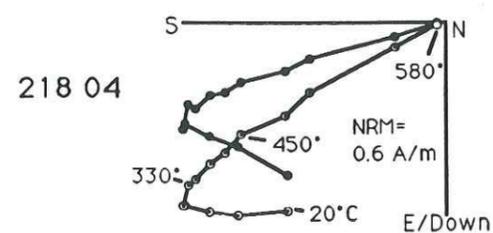
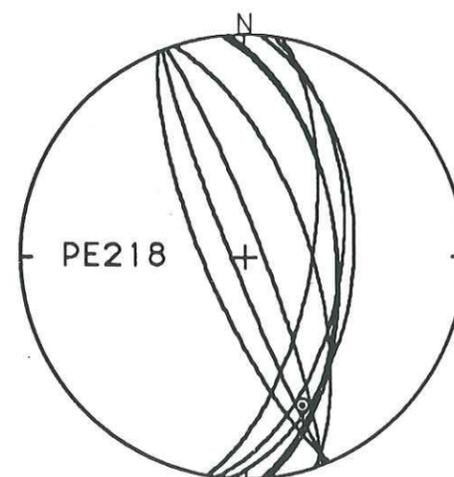
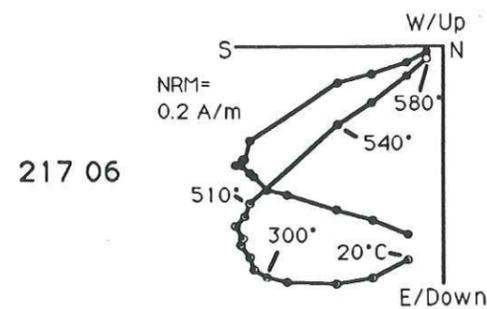
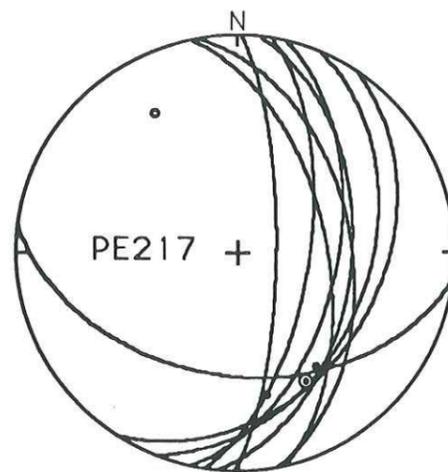
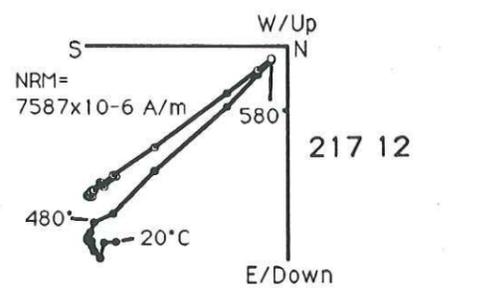
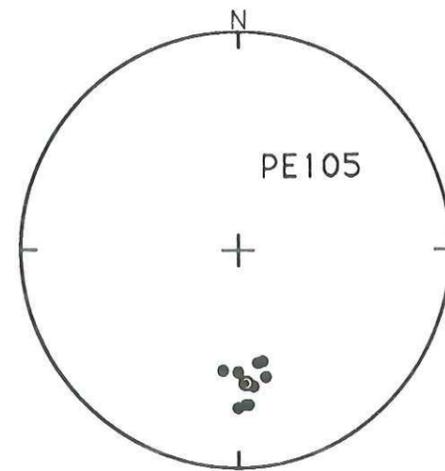
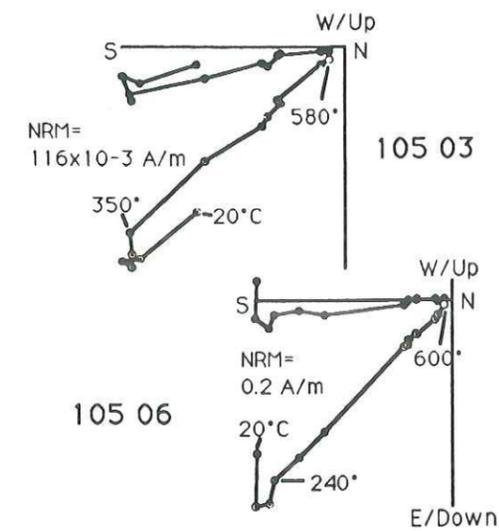


Figure IV-51: Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (à droite), et de détermination du champ coercitif rémanent (à gauche), des échantillons pilotes représentatifs des sites prélevés dans des dykes de l'Eocène sup. (PE217 et 218) et du Miocène terminal (PE105). Le champ de saturation et le champ coercitif rémanent (respectivement inférieurs à 0,75 T et 90 mT) sont compatibles avec la présence de magnétite comme principal minéral magnétique (voir texte).

b) Résultats des désaimantations.

Les échantillons du site PE105 comportent tous une composante d'aimantation unique de polarité inverse qui est éliminée avant 600°C (Fig. IV-52).

Les échantillons des sites PE217 et 218 comportent au contraire généralement deux composantes d'aimantation clairement antiparallèles et plus ou moins superposées selon les échantillons (Fig. IV-52). Certains échantillons du site PE217



comportent une composante unique mais dont la polarité peut être variable. Cette polarité variable au sein d'un même dyke ainsi que la présence dans certains échantillons des deux composantes normale et inverse simultanément, suggère que l'une des phases magnétiques présente dans les échantillons procéderait d'une transformation chimique postérieure au refroidissement des dykes et qui aurait affecté tout ou partie seulement de la minéralogie magnétique primaire.

c) *Conclusions sur les caractéristiques magnétiques des dykes du centre du Pérou.*

La cheminée volcanique du Miocène terminal qui recoupe le granite Surco comporte une minéralogie magnétique simple dominée par la magnétite. Celle-ci est porteuse d'une composante d'aimantation unique de polarité inverse.

Les dykes de l'Eocène sup.-Oligocène inf. qui recourent le volcanisme Casma comportent une minéralogie plus complexe. En effet, de la magnétite est présente associée à une autre phase magnétique qui se transforme vers 400°C ainsi qu'à une petite fraction d'hématite. Cette minéralogie magnétique multiple, lorsqu'elle est clairement mise en évidence, correspond généralement également au niveau de l'ARN des échantillons à des composantes d'aimantation multiples et de directions antiparallèles.

Figure IV-52: Diagrammes vectoriels (à gauche) de désaimantation thermique et projection à égales surfaces des directions stables et des cercles de réaimantation (à droite) obtenus pour des échantillons de sites de dykes de l'Eocène sup. (PE217 et 218) et du Miocène terminal (PE105). (mêmes conventions que précédemment).

CHAPITRE V - PRESENTATION DES ARTICLES.

- I - Publication 1: "Late Cainozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes"
(Tectonophysics, 205, 1992, pp. 65-77).
- II - Publication 2: "New temporal constraints on the rotation of the Peruvian Central Andes obtained from Paleomagnetism"
(Geophys. Res. Lett., 19, 18, 1992, pp. 1875-1878).

CHAPITRE V

PRESENTATION DES ARTICLES:

- "LATE CAINOZOIC ROTATION OF THE PERUVIAN WESTERN CORDILLERA AND THE UPLIFT OF THE CENTRAL ANDES"
(Tectonophysics, 205, 1992 pp. 65-77)
- "NEW TEMPORAL CONSTRAINTS ON THE ROTATION OF THE PERUVIAN CENTRAL ANDES OBTAINED FROM PALEOMAGNETISM"
(Geophys. Res. Lett., 19, 18, 1992, pp. 1875-1878).

Ces deux articles présentent les résultats obtenus dans la partie centrale du Pérou (régions de Lima et de Nazca) à partir de sites échantillonnés en 1988 et 1990. Ces deux campagnes d'échantillonnage font suite à l'étude réalisée par Mitouard et al. (1990) sur la déflexion de Huancabamba qui avait montré l'existence d'une rotation antihoraire de la région de Cajamarca (située au sud de la déflexion de Huancabamba), postérieure à l'Eocène supérieur. Etant donné le contexte tectonique particulier de cette région, et notamment la présence de la déflexion de Cajamarca qui dévie localement les axes des plis éocènes, il était difficile de préciser si la rotation mesurée était seulement d'ampleur locale ou si elle touchait un domaine géographique plus étendu. Pour cette raison, nous avons poursuivi notre étude paléomagnétique des Andes Centrales péruviennes par l'échantillonnage d'un secteur exempt de perturbations tectoniques à caractère local. Nous avons ainsi tout d'abord choisi les régions de Lima et de Nazca où les structures et les plissements ont une direction purement andine (N150-160).

Le premier article (Macedo-Sánchez et al., 1992a) a été publié à la suite du Symposium International "Géodynamique Andine" (Grenoble, 15-17 mai 1990) au cours duquel ces données avaient été présentées.

Il décrit les résultats paléomagnétiques obtenus dans la région de Lima à partir de 39 sites d'âge crétacé supérieur et cénozoïque. Ceux-ci sont répartis selon trois

transects perpendiculaires à la côte, qui recoupent l'ensemble de la Cordillère Occidentale depuis le littoral jusqu'à l'Altiplano (vallées des Ríos Huaura, Rímac et Cañete, voir également le chapitre III). Cette distribution géographique particulière des sites d'échantillonnage en trois segments perpendiculaires à la chaîne était importante pour tester l'éventuelle homogénéité des données non seulement dans une zone étendue en latitude mais aussi à travers différentes zones paléogéographiques telles que la zone côtière, la Cordillère Occidentale et l'Altiplano. En particulier, une bonne cohérence des rotations le long de ces différents transects appuierait l'hypothèse de l'existence d'une rotation d'ensemble de la marge péruvienne telle qu'elle est envisagée dans le modèle d'Isacks sans rotations liées aux chevauchements.

Après l'échantillonnage, l'article présente les résultats des différentes analyses de laboratoire (minéralogie magnétique, désaimantations...) témoignant du caractère primaire et fiable des aimantations mesurées. Cette fiabilité des données est renforcée par un "test du pli" et plus généralement par un test "du débasculement" positifs indiquant que l'acquisition de l'aimantation est antérieure aux déformations qui ont affecté cette zone.

Deux directions paléomagnétiques moyennes régionales, l'une crétacée et l'autre cénozoïque ont été calculées:

Crétacé: n=30 D=-25.1° I=-28.4° k=22.9° $\alpha_{95}=5.6^\circ$

Cénozoïque: n=9 D=-17.6° I=-28.9° k=29.5° $\alpha_{95}=8.6^\circ$

Les directions caractéristiques tant crétacées que cénozoïques montrent une dispersion modérée des données pour des sites relativement proches géographiquement, qu'ils soient d'âge crétacé ou cénozoïque sans qu'il soit possible d'établir de relation simple entre l'âge du site, sa position géographique et l'amplitude de la rotation qui est mesurée sur celui-ci.

Pour interpréter les données en terme de rotations andines, nous avons bien sûr utilisé les pôles disponibles dans littérature au moment de la rédaction de cet article en 1990. Certains de ces pôles ont ensuite été révisés notamment en ce qui concerne leurs âges. Les données présentées dans cet article ont donc été réinterprétées en conséquence dans le chapitre discussion. Nous pouvons déjà

mentionner que les pôles disponibles aujourd'hui pour l'Amérique du Sud n'étant pas très différents les uns des autres pour la période du Crétacé à l'actuel, les angles de rotation "révisés" ne seront donc pas significativement différents de ceux présentés dans cet article.

Les angles de rotation calculés ici sont tout à fait similaires pour le Crétacé supérieur ($R = -15,9^\circ \pm 6^\circ$) et pour le Cénozoïque ($R = -13,7^\circ \pm 8^\circ$) indiquant qu'une rotation antihoraire de 15-20° a affecté l'ensemble de la région étudiée de façon très homogène après l'Oligocène. Par ailleurs, compte tenu des barres d'erreur, ces résultats sont tout à fait similaires à ceux obtenus précédemment par Mitouard et al. (1990) dans le nord du Pérou ($R = -19^\circ \pm 7.6^\circ$). Cette cohérence des rotations non seulement en latitude mais également depuis la côte jusqu'à l'Altiplano est en faveur d'une rotation d'ensemble de la Cordillère Occidentale péruvienne depuis Cajamarca (7°S) jusqu'à au moins la latitude de Cañete (13°S) au cours du Cénozoïque, c'est-à-dire durant l'orogénèse andine. Ces résultats sont en accord avec le modèle du soulèvement andin proposé par Isacks (1988). En plaçant la zone de pivot dans la région de Huancabamba, c'est-à-dire juste au nord du rameau andin péruvien, cette rotation s'accompagne d'un gradient de raccourcissements croissant vers le sud tout à fait en accord également avec les observations géologiques (Mourier, 1988).

En considérant une Cordillère Occidentale péruvienne parfaitement rigide, nous avons pu calculer que la rotation mesurée entraînerait à la latitude d'Arica un raccourcissement d'environ 530 km. Ceci représente un maximum, la rigidité parfaite de la cordillère occidentale n'étant pas une hypothèse très réaliste. Ces mêmes données injectées dans le modèle d'Isacks sont en accord avec le modèle 1 qui prévoit environ 350 km de raccourcissement à la latitude d'Arica. Les mesures directes ou indirectes des raccourcissements soit par la construction de coupes équilibrées (Sheffels, 1988, 1990 ; Baby et al., 1992) soit par l'analyse de données gravimétriques (Lyon-Caen et al., 1985), indiquent des valeurs inférieures, mais restant du même ordre de grandeur, de l'ordre de 100 à 250 km. Il faut préciser que ces évaluations sont par contre des minima puisqu'elles ne prennent en compte que la partie "subandine" des raccourcissements andins, mais pas celle certainement importante, de la Cordillère Orientale dans laquelle s'amortit vraisemblablement la rotation.

Il apparaît clairement à la vue de ces résultats que la rotation de la marge

péruvienne est étroitement liée au soulèvement andin dont l'accélération serait essentiellement fini-miocène (Sébrier, 1987; Sébrier et al., 1988). Il était cependant impossible à partir des quelques données cénozoïques dont nous disposons de préciser si la rotation de la marge péruvienne s'est faite progressivement entre le Crétacé supérieur et l'Actuel où si au contraire elle s'est déroulée dans un laps de temps plus court qui coïncide par exemple avec l'accélération du soulèvement andin. Pour cette raison il a été procédé à un second échantillonnage dans la région de Lima, exclusivement sur des formations volcaniques et intrusives éocènes à miocènes, avec en parallèle un échantillonnage complémentaire dans la région de Nazca, située plus au sud, sur des formations volcaniques du Miocène inférieur. Les résultats de ce second échantillonnage font l'objet du deuxième article (Macedo-Sánchez et al., 1992b).

Dans ce deuxième article, nous avons donc cherché à préciser la cinématique de la rotation observée auparavant par l'étude de formations exclusivement cénozoïques. Ainsi, 15 nouveaux sites datés entre 53 et 15 Ma ont été prélevés dans les secteurs de Lima et de Nazca avec une prédominance de sites oligo-miocènes. Les résultats sont présentés avec ceux de 6 autres sites d'âge analogues déjà présentés dans l'article précédent.

Les deux régions de Lima et de Nazca étant relativement éloignées géographiquement l'une de l'autre, une direction paléomagnétique moyenne, a été calculée pour chacune d'entre elle. Ces directions étant quasiment identiques, et étant donné l'absence de grand accident tectonique entre Lima et Nazca, nous en avons conclu que ces deux secteurs ont subi la même rotation. Une direction commune a donc été calculée pour l'ensemble des sites cénozoïques du centre du Pérou:

$$n/N= 14/20 \quad D=341.4^\circ \quad I=-27.3^\circ \quad \alpha_{95}=4.7^\circ$$

Cette direction, référée au pôle moyen "éocène" proposé dans Mitouard et al. (1990), correspond à une rotation antihoraire significative ($R = -11.7^\circ \pm 7.4^\circ$), alors que le paramètre de "flattening" ($F = -2.7^\circ \pm 10.2^\circ$) n'est pas significatif. En dépit de sa mauvaise définition (liée en majeure partie à l'imprécision du pôle de référence utilisé ($\alpha_{95}=7.5^\circ$)), on peut néanmoins constater que la rotation antihoraire

calculée ($R \sim -12^\circ$) est en bon accord avec celle reportée dans Macedo-Sánchez et al. (1992a) à partir des formations crétacées du même secteur ($R \sim -16^\circ$). Elle est également proche de la rotation post-paléogène obtenue par Mitouard et al. (1990) dans nord du Pérou ($R \sim -19^\circ$). Nous obtenons donc encore une fois une très bonne cohérence des données obtenues depuis Cajamarca jusqu'à Nazca. Mais surtout, ces nouvelles données grâce à leur répartition temporelle permettent de montrer qu'au moins une partie importante de la rotation est beaucoup plus jeune que cela n'avait été supposé auparavant. Celle-ci est donc bien contemporaine du soulèvement andin majeur.

Après publication de ces articles, d'autres sites ont été étudiés ou bien réinterprétés en y ajoutant d'autres échantillons. Les directions paléomagnétiques moyennes, réactualisées en tenant compte de ces données supplémentaires et des nouvelles considérations sur les pôles seront discutées dans le chapitre suivant avec les données obtenues dans le sud du Pérou. Quelques données préliminaires obtenues dans le sud avaient déjà été incluses dans un article de synthèse publié au Bulletin de la Société géologique de France (Kissel et al., 1992) à la suite d'une séance spécialisée "Paléomagnétisme" (Paris, 24-25 janvier 1991).

Late Cainozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes

Orlando Macedo-Sánchez^{a,b}, Jérôme Surmont^a, Catherine Kissel^a, Pierre Mitouard^a and Carlo Laj^a

^a Centre des Faibles Radioactivités, C.N.R.S.-C.E.A., Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France

^b Instituto Geofísico del Perú, Casilla 3747, Lima 100, Perú

(Received August 10, 1990; revised version accepted March 5, 1991)

ABSTRACT

Macedo-Sánchez, O., Surmont, J., Kissel, C., Mitouard, P. and Laj, C., 1992. Late Cainozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes. In: R.A. Oliver, N. Vatin-Pérignon and G. Laubacher (Editors), *Andean Geodynamics*. *Tectonophysics*, 205: 67-77.

A palaeomagnetic study was carried out in the region of Lima (Peru), on 55 sites (564 cores) of middle Cretaceous to Late Miocene age, distributed along three northeast-southwest transverses which cross the Western Cordillera of the Central Andes. Over the entire studied area, the results consistently yield westerly declinations corresponding to post-Cretaceous and post-Eocene counterclockwise rotations with respect to stable South America, of $16^\circ \pm 6^\circ$ and $13.7^\circ \pm 8.1^\circ$, respectively, when compared to the ill-defined reference poles of this continent. These new results are in good agreement with previous ones from the Central Peruvian Andes and support the model recently proposed for the uplift of the Andean Cordillera.

Introduction

The Arica deflection, for which the concept of oroclinal bending was originally proposed by Carey (1955), is one of the major structural features of the Central Andes. It is defined by a change in the strike of the major structures from a northwest-southeast to a north-south direction, at about 19°S . In this region, the crustal thickness and the mean elevation of the mountain range increase and are accompanied by the development of the Altiplano (James, 1971; Wilson, 1985). These characteristics led Isacks (1988) to propose a model relating the uplift of the Central Andean Plateau to the bending of the Bolivian Orocline. In this model, an enhancement of the

concave shape of the Arica elbow originates from along-strike variations in the amount of late Cainozoic shortening. These, in turn, arise from corresponding variations of the width of the weakened zone in the overriding plate (Kono et al., 1985, 1989; Fukao et al., 1989). This model is in good agreement with previous Cretaceous and Palaeogene palaeomagnetic data, which indicate counterclockwise rotations north of the deflection, clockwise south of it, and negligible rotations in the region of the deflection itself (Palmer et al., 1980; Heki et al., 1983, 1984, 1985a,b; Turner et al., 1984; Kono et al., 1985; McFadden et al., 1985, 1990; May and Butler, 1985; Beck et al., 1986; Tanaka et al., 1988; Hartley et al., 1988; Mitouard et al., 1990).

In contrast with Isacks' model, Beck (1987, 1988) has proposed that, similar to the North-American Cordillera, the palaeomagnetic results reflect in-situ block rotations in response to the oblique convergence of the Nazca plate towards

Correspondence to: O. Macedo-Sánchez, Centre des Faibles Radioactivités, C.N.R.S. - C.E.A., Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

the South-American coast. In this type of model, the blocks, which rotate individually around vertical axes, are localized in a zone of distributed shear characterized by major strike-slip faults parallel to the coast. The blocks themselves are limited by many strike-slip faults oblique with respect to the previous ones (Beck, 1980). It has been suggested that this model could account for the rotations which postdate the accretion of allochthonous blocks in southern Ecuador and northern Peru where such faults have been recognized (Mégard et al., 1987; Roperch et al., 1987; Mourier et al., 1988; Laj et al., 1989; Mitouard et al., 1990). In the Central Andes of Peru, on the contrary, one may question whether Beck's model provides a realistic explanation for their tectonic evolution, because no major strike-slip faults appear to disturb the regularity of the Cainozoic folds. In only two regions, the Cajamarca area in the northern Central Andes and the Cuzco area, the folded Pre-Cainozoic sedimentary formations are affected by minor deflections caused by the sinistral reactivation of east-west palaeofaults (Mégard, 1987; Mourier, 1988); but this limited amount of faulting does not appear to have the amplitude and the widespread character required for block rotations to be a reasonable explanation of the rotated palaeomagnetic directions.

In order to extend the results to regions of the Peruvian margin characterized by structures of purely Andean trend, we have carried out a palaeomagnetic sampling in the region of Lima. Fifty-five sites distributed along three northeast-southwest transverses crossing the whole Western Cordillera up to the Altiplano (Huacho-Oyon, Lima-La Oroya and Canete valley) were sampled and studied in the laboratory. These sites correspond to sedimentary, volcanic and intrusive formations of middle Cretaceous to Late Miocene ages. The obtained results were interpreted in terms of rotations with respect to Stable South America (SOAM) after discussion of the available palaeomagnetic reference poles.

Geology

At the latitude of Lima, the Western Cordillera stretches from the coast to the Altiplano. In its

western part, it comprises outcrops of late Jurassic to middle Cretaceous sedimentary formations, covered during Albian times by the pillow lavas, tuffs, volcanoclastic sediments and black marly-limestones of the thick Casma Group (Cobbing, 1985). These formations were intruded between 82 and 34 Ma by several tonalitic and granodioritic massifs (Pitcher, 1985; Pitcher and Cobbing, 1985) which constitute the coastal batholith, and were covered by the Eocene to Miocene lava flows and tuffs of the Calipuy Group. In its eastern part, the Western Cordillera comprises essentially strongly folded Mesozoic sedimentary formations including the late Aptian to Turonian Pariahuanca, Chulec, Pariatambo and Jumasha formations (Jaillard, 1987; Macellari, 1988).

The Andean deformations in the Western Cordillera are characterized by thrusts and folds with an eastward vergence. They started during Late Cretaceous with the Santonian Peruvian phase (Mégard, 1984), then were followed by the Mid- to Late Eocene Incaic phase (~40 Ma) responsible for the major shortenings (Mégard, 1987), and finally, by the three Miocene Quechua phases (~20, 10 and 5 Ma, respectively, Noble et al., 1974; McKee and Noble, 1982; Mégard et al., 1984). Continental red molasses, volcanic and volcano-sedimentary deposits constitute the post-tectonic formations of these different phases.

Sampling

The location of the studied sites is shown in Figure 1. Samples were collected in the Cretaceous grey or dark-grey limestones of the Pariahuanca, Chulec, Pariatambo and Jumasha formations (18 sites, 207 cores), in the Albian pillow lavas and volcanoclastic series of the Casma Group (12 sites, 119 cores), in the Eocene to Miocene lavas and tuffs of the Calipuy Group (4 sites, 41 cores), and in the Cretaceous to Cainozoic intrusive and effusive formations of the coastal batholith (21 sites, 197 cores). The cores were drilled using a portable drill, and oriented in situ using both a magnetic and a sun compass in order to correct for possible local magnetic disturbances. The cores were subsequently cut in several cylindrical samples of standard dimension.

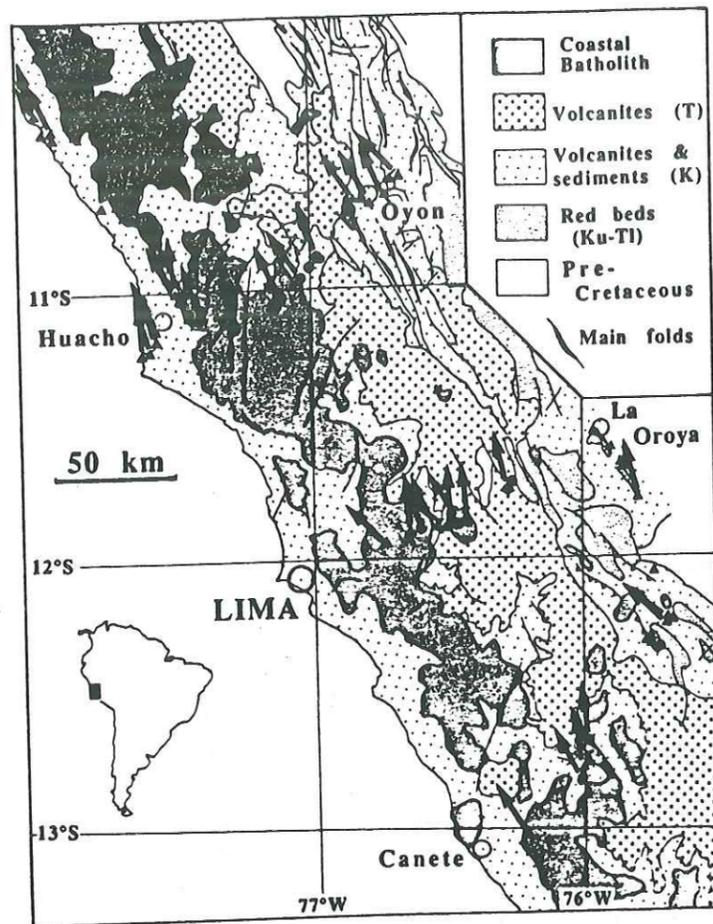


Fig. 1. Simplified geological map of the Western Cordillera in the region of Lima. Triangles and circles correspond to the locations of Cretaceous and Cainozoic sites, respectively. The arrows indicate the mean declinations obtained for each reliable site.

Clear bedding plane attitudes were always obtained for the sedimentary formations. For the volcanic and intrusive series, only slightly deformed since Oligocene times in this part of the cordillera (Noble et al., 1974), a sedimentary control was sometimes available and always yielded minor tilt corrections. No correction was applied when no sedimentary control was found in the field.

Palaeomagnetic analysis

Magnetic mineralogy

Several pilot-samples from the different sampled formations were submitted to magnetic min-

eralogy analyses. For the volcanic or intrusive samples, these analyses were made using magnetic extracts obtained with a method similar to the one described by Papamarinopoulos et al. (1982). Thermomagnetic curves (during Curie-balance analyses) are generally reversible and most of them indicate a Curie point at 580°C which characterizes magnetite (Fig. 2).

For the sedimentary samples, the small quantity of available material and its very low content in magnetic minerals did not allow extraction and Curie-balance analysis. In this case, the magnetic minerals were identified by investigating the step-wise acquisition of the isothermal remanent magnetization (IRM) up to 1.5 T, and the thermal demagnetization curves of the saturation IRM

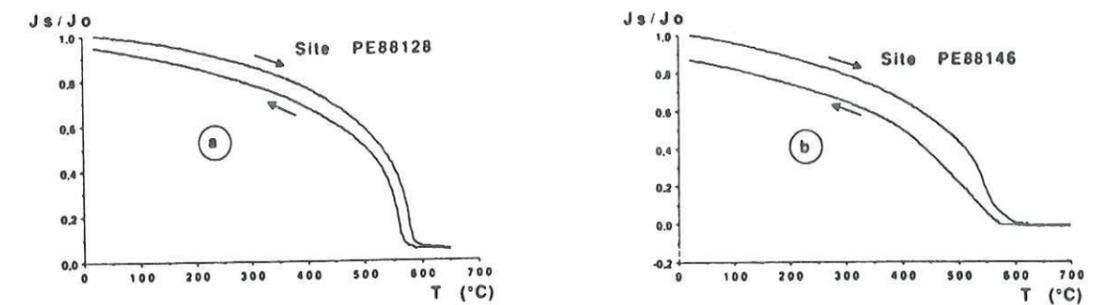


Fig. 2. Thermomagnetic curves obtained by Curie-balance analysis, for a Late Cretaceous intrusive rock sample (a) and an Albian volcanic rock sample (b) from the Casma Group (see text).

(SIRM). Measurements of the IRM were made with a DIGICO spinner magnetometer. After reaching saturation, the samples were thermally demagnetized at steps of 25°C, up to complete removal of the magnetization. After each heating step, the low field magnetic susceptibility of the samples was measured with a DIGICO bridge, in

order to reveal any mineralogical transformation occurring during the heating.

Some of the samples (PE136, Fig. 3a,b) reached complete saturation at 0.2–0.3 T, and during their subsequent heating the intensity of the SIRM decreased regularly and was removed at about 350°C. Such behaviour characterizes a simple

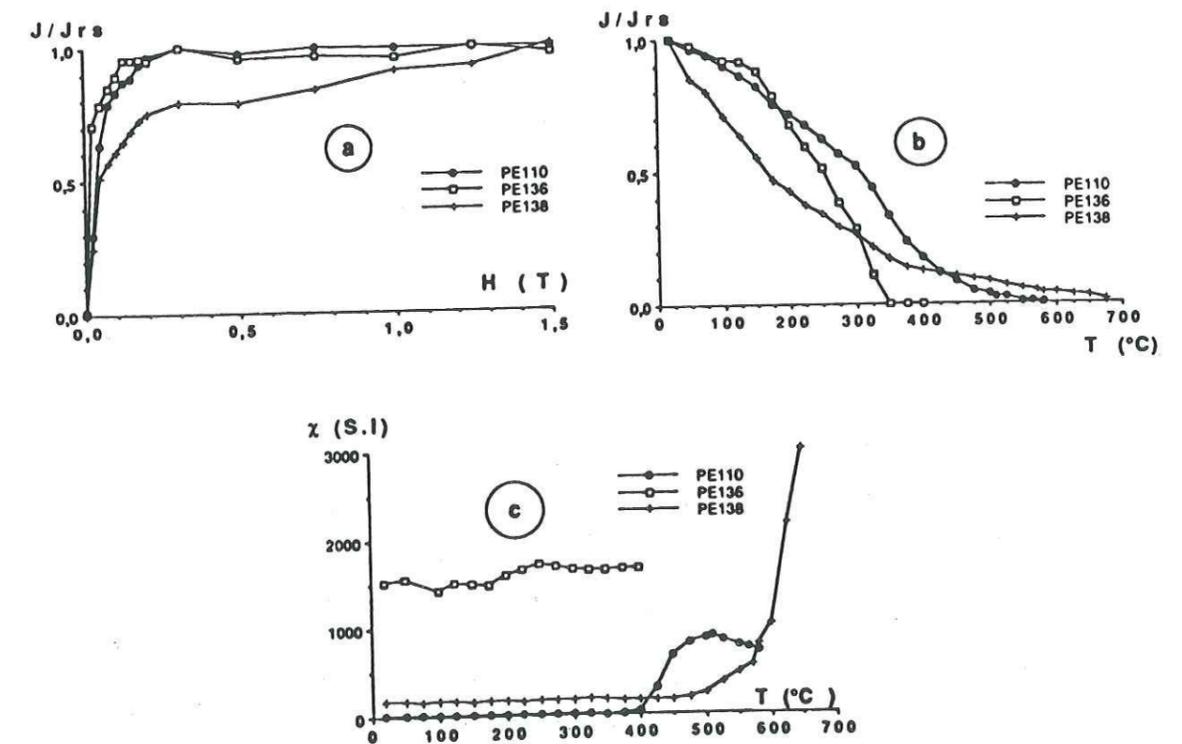


Fig. 3. Normalized IRM curves (a), and subsequent thermal demagnetization curves of the maximum IRM (b) for three samples from the Albian Pariatambo (PE110 and PE136) and Pariahuanca (PE138) sedimentary formations. (c) Low field magnetic susceptibility measurements versus temperature for the same samples. Explanations in the text.

magnetic mineralogy with a single magnetic mineral, most likely an iron-sulphide of pyrrhotite or greigite type.

Other samples (PE110; Fig. 3a,b) are also characterized by a rapid saturation, but during the subsequent thermal demagnetization, the intensity of the SIRM decreases gradually up to 580°C with a slight change in the slope of the curve around 400°C. Most probably, these samples contain magnetite in association with iron-sulphides (greigite?) which themselves turn into magnetite after 400°C, as suggested by the abrupt increase of the magnetic susceptibility beyond this temperature (Fig. 3c).

Finally, the rest of the samples (PE138, Fig. 3a,b) show complex magnetic mineralogy which is characterized by an initially rapid and then slower increase of their IRM, which does not reach saturation at 1.5 T. This indicates, in addition to magnetite, the presence of haematite (confirmed by final demagnetization near 700°C). Part of this

haematite might have originated from the transformation of non-magnetic minerals during the heating after 500°C as indicated by the strong increase of the susceptibility.

Palaeomagnetic directions

Measurements were made with a 2G 3-axis-755R cryogenic magnetometer. All the samples were thermally demagnetized in 12 to 15 steps up to the complete elimination of their remanence, by progressive heatings performed between 20°C and 700°C maximum.

The natural remanent magnetizations (NRM) of samples from the volcanic or intrusive series are always high, of the order of 25×10^{-2} A/m. Generally these samples are characterized by a single stable component of magnetization which is removed beyond 250–300°C up to the end of the treatment (Fig. 4a). Occasionally, the thermal demagnetization was not successful and led to

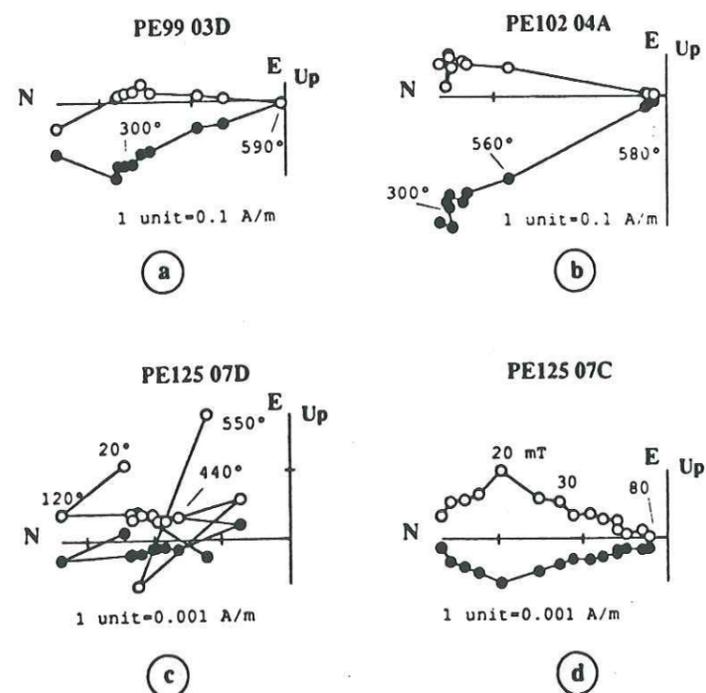


Fig. 4. Orthogonal projection diagrams of the thermal demagnetization of a Late Cretaceous intrusive rock sample (a) and of an Albian volcanic rock sample (b) from the Casma Group, with a single stable component of magnetization. (c) Unsuccessful thermal demagnetization of a volcanic rock sample from the Casma Group due to mineralogic transformations occurring during heating. The diagram is shown after tilt correction. (d) Successful alternating fields demagnetization of the same sample. Full and open symbols represent projections on the horizontal plane and the north-south vertical one, respectively.

incomplete results with incoherent directions beyond 450°C, probably because of mineralogical transformations occurring during heating. The alternating fields treatment was tested on these samples, and yielded in some cases a stable palaeomagnetic direction (Fig. 4c).

The NRM of samples from the Cretaceous sedimentary series are much lower, in the order of 7×10^{-4} A/m. A single stable component of magnetization was sometimes observed in these samples, but more frequently at least two components were revealed with widely different directions acquired at different moments of the history of the rock. In only 40% of the sedimentary sites studied, the unstable components were easily removed and a stable final direction could be isolated (Fig. 5a). For the other sites, whatever the

demagnetization technique, the different components, carried by different families of magnetic particles as it was revealed in the mineralogy analyses, remain unresolved to the very end of the demagnetization (Fig. 5b). In these cases, the direction of the remaining magnetization follows a path along a great circle of projection, i.e. a remagnetization circle (Halls, 1978; Kirschvink, 1980; Surmont, 1989), but without reaching a stable endpoint (Fig. 5c). The large amplitude of some of these paths suggests that these samples comprise sub-antiparallel components of magnetization, the directions of which cannot be precisely determined.

Of the 55 sites sampled in the whole Western Cordillera in the vicinity of Lima, 39 gave reliable results, i.e. a stable final component. The charac-

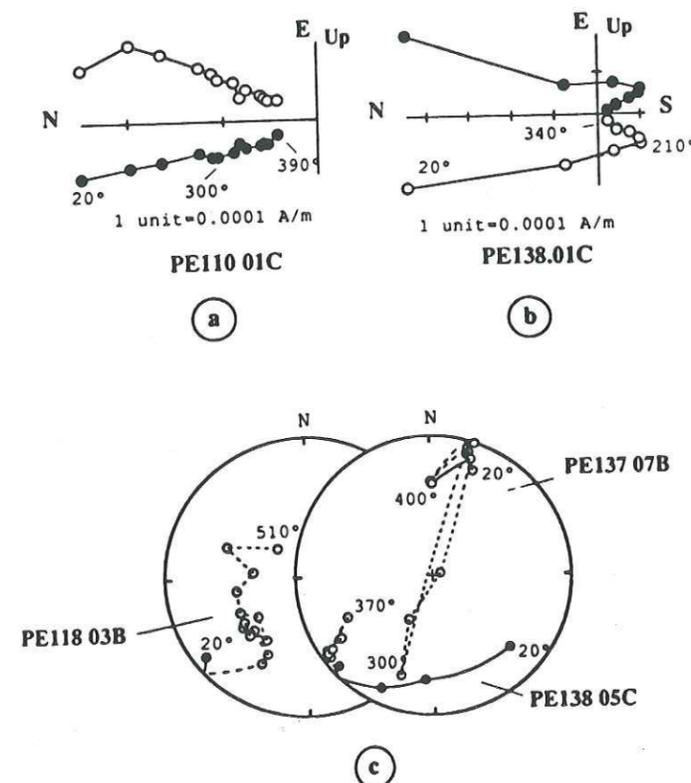


Fig. 5. Examples of different behaviours of samples from the Albian Pariatambo (PE110, PE118, PE137) and Pariahuanca (PE138) sedimentary formations during thermal demagnetization. Orthogonal projection diagrams for a sample with a single stable component of magnetization (a), and for a sample with two components partially superimposed (b). Same conventions as Fig. 4. (c) Stereoplot of three different vector paths of the total remanent magnetization during thermal cleaning corresponding to three different samples with two superimposed components of magnetization. Full and open symbols represent downward and upward vectors, respectively.

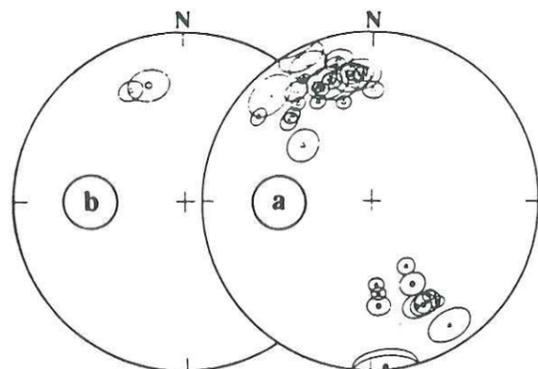


Fig. 6. (a) Site-mean directions with their 95% confidence circles, after tilt corrections. Triangles and circles represent Cretaceous and Cainozoic directions, respectively. Same conventions as Fig. 5c. (b) Mean Cretaceous (Δ) and Cainozoic (\circ) directions with their 95% confidence circle.

teristic palaeomagnetic directions calculated for each site (using Fisher's statistic) are shown in Figure 6a and reported in Table 1. Depending on the sites, the two polarities are represented. Also, a fold test performed on two Cretaceous sites (PE116 and PE117) was positive at the 1% significance level (McElhinny, 1973) and more generally there is a significantly better grouping of all the data after tilt corrections. The palaeomagnetic directions do not appear to be related to either the location of the sites or the age of the sampled formations (Fig. 1 relative to declinations). Indeed, a significant scatter is sometimes observed between the data from sites very close to each other for both Cretaceous and Cainozoic volcanic and intrusive directions. This scatter may in principle arise from secular variation, the presence of minor local tectonic disturbances, and/or undetected tilts. However, the secular variation is largely averaged out by the large number of the studied formations and by their good distribution in age. Thus, a mean Cretaceous ($D = -25.1^\circ$; $I = -28.4^\circ$; $\alpha_{95} = 5.3^\circ$) and a mean Cainozoic ($D = -16.5^\circ$; $I = -29^\circ$; $\alpha_{95} = 8.6^\circ$) regional palaeomagnetic direction can be calculated. There is no significant difference between these two directions, although the Cainozoic one has a lower declination of a little less than 10° (Fig. 6b). These directions determine a Cretaceous pole (65.3°N ; 180.1°E ; $K = 27.3$; $A_{95} = 4.9^\circ$), and a Cainozoic pole (73.2°N ; 176.6°E ; $K = 43.6$; $A_{95} =$

7.1°) for the Western Cordillera at the latitude of Lima.

Interpretation of results

To assess the meaning of these results in terms of the development of the Andean Cordillera, the data must be compared to those from SOAM.

The problem of South-American reference poles

A catalog of these poles was first published by Irving and Irving (1982), and recently updated by Beck (1988) who made a critical selection of the available Cretaceous poles according to precise criteria. The good grouping of such selected poles led him to propose a mean palaeomagnetic pole (85.5°N ; 253.5°E ; $A_{95} = 2.4^\circ$) for SOAM, close to the present one. The author proposed this pole as suitable for practically all the duration of the Cretaceous (from 128 to 75 Ma). Recently, Montes-Lauar and Pacca (1989) and Butler et al. (1989) obtained new Late Cretaceous and Paleocene poles in the southeast of Brazil, and in the south of Chile and Argentina, close to each other, and which determine a mean Late Cretaceous-Paleocene pole of coordinates: 80.7°N ; 175.8°E ; $A_{95} = 4.7^\circ$. This pole (pole A, Fig. 7b) appreciably differs from the mean South-American pole computed by Beck (pole B, Fig. 7b).

The validity of these different poles may be checked by transferring to South America the palaeopoles from other continents surrounding the Atlantic Ocean, using the kinematics of the opening of this ocean (Klitgord and Schouten, 1986). In this way, the transfer of the North-American and African (or Eurasian) polar wander curves of Westphal et al. (1986) leads to South-American Late Cretaceous and Paleocene pseudo-palaeopoles (Fig. 7a) which appear to indicate that SOAM oscillated back and forth during the spreading of the South Atlantic Ocean with an amplitude of about 12° (curves 1 and 2, Fig. 7c). These oscillations, which also appear but in an opposite sense (curve 3, Fig. 7c) when referring to the South-American curve of Irving and Irving (1982), are questioned by Beck (1988). However, taking into account the uncertainties of

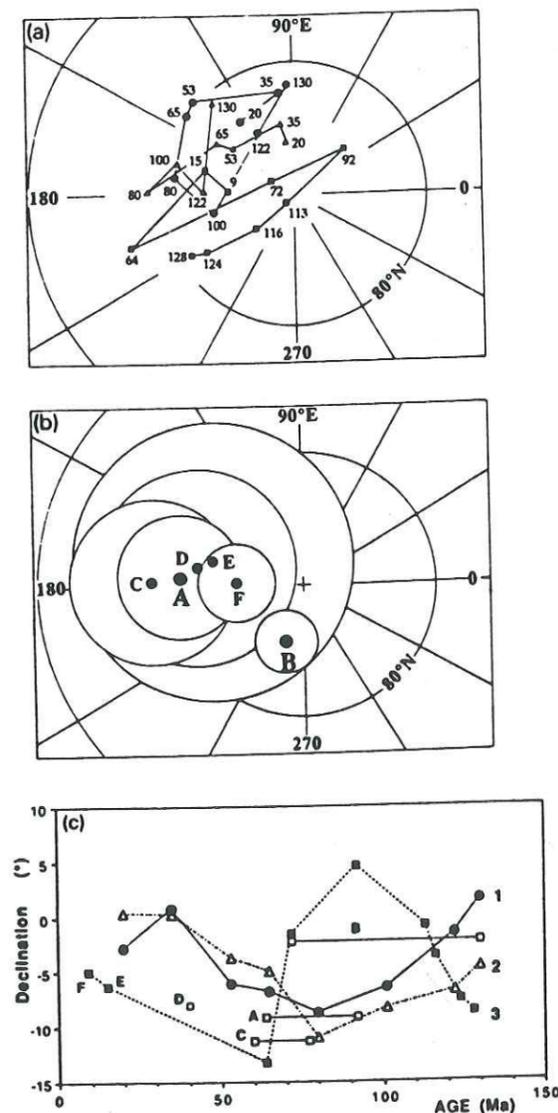
TABLE 1

Summary of reliable palaeomagnetic results from Cretaceous and Cainozoic sites of the Lima region (this study)

Sites	n/N	D(°)	I(°)	Dc(°)	Ic(°)	K	α_{95} (°)	Age (Ma)	Lithology
<i>Cretaceous rocks</i>									
PE8899	10/10	315.6	-13.8			20.7	9.7	78-89	Santa Rosa tonalite
PE88100	9/9	354.6	-25.4			30.6	8.4	78-89	Santa Rosa granodiorite
PE88101	6/9	343.2	-27.3			34.0	9.8	78-89	Santa Rosa granodiorite
PE88102	6/6	334.4	-11.7			57.9	7.5	Alb.	Casma lavas
PE88103	8/8	306.3	-17.4			172.0	3.8	Alb.	Casma volcanoclastics
PE88110	8/11	287.4	-31.9	340.5	-24.4	251.4	3.1	Alb.	Pariatambo limestones
PE88116	8/9	320.2	23.4	308.6	-46.4	40.0	7.8	Alb.	Pariatambo limestone
PE88117	12/12	286.0	-22.6	313.5	-32.4	91.0	4.2	Alb.	Pariatambo limestones
PE88123	11/12	350.5	-30.0	355.9	-25.6	101.0	4.2	Alb.	Casma lavas
PE88124	8/9	339.7	-25.5	344.7	-17.4	153.0	4.0	Alb.	Casma lavas
PE88125	7/7	340.5	-18.5	346.4	-14.8	92.0	5.5	Alb.	Casma volcanoclastics
PE88126	8/9	347.0	-21.6	334.4	-26.4	313.0	2.8	Alb.	Casma lavas
PE88127	12/12	335.5	-28.9			168.0	3.1	102	Patap diorite
PE88128	6/9	333.4	-5.2			45.0	8.5	78-89	Santa Rosa tonalite
PE88129	7/9	147.2	13.9			36.0	8.8	78-89	Santa Rosa tonalite
PE88130	8/8	346.9	-28.2	352.7	-25.0	128.0	4.4	Alb.	Casma lavas
PE88131	7/8	338.9	-26.1	338.9	-26.1	36.0	8.8	73	Humaya adamellite
PE88133	10/10	345.8	-30.1	316.7	-31.3	142.0	3.8	Ce.-Tu.	Jumasha limestones
PE88135	9/10	332.6	-48.4	334.5	-26.6	292.0	2.7	Alb.	Chulec limestones
PE88136	12/14	4.15	-17.8	325.0	-22.0	62.0	5.1	Alb.	Pariatambo limestones
PE88138	10/13	132.8	33.0	150.4	32.1	57.0	5.8	Apt.	Pariahuanca limestones
PE88145	11/12	343.7	-39.2	343.7	-39.2	153.0	3.4	Alb.	Casma pillow lavas
PE88146	14/14	338.2	-20.8	330.4	-18.3	221.0	2.5	Alb.	Casma pillow lavas
PE88147	12/12	0.3	-34.6	0.3	-34.6	76.0	4.6	Alb.	Casma lavas
PE88148	8/8	331.1	-33.6			194.0	3.6	Alb.	Casma lavas
PE88149	9/10	322.5	-28.6			196.5	3.3	Alb.	Casma lavas
PE88150	7/7	147.9	34.8			329.5	2.9	81-83	Tiabaya granodiorite
PE88151	8/10	151.3	54.1			140.0	4.2	81-83	Tiabaya granodiorite
PE88152	8/8	175.1	44.5			224.0	3.3	81-83	Tiabaya granodiorite
PE88153	8/8	176.3	49.1			185.5	3.6	81-83	Tiabaya granodiorite
Mean paleomagnetic direction: $n/N = 30/30$; $D = -25.1^\circ$; $I = -28.4^\circ$; $K = 22.9$; $\alpha_{95} = 5.3^\circ$ $R = -15.9^\circ \pm 6^\circ$; $F = -0.9^\circ \pm 7.4^\circ$									
<i>Cainozoic rocks</i>									
PE88104	10/10	152.9	44.4			56.2	5.9	18	Surco granite
PE88105	9/9	175.5	38.0			82.0	5.2	5.4	Surco rhyolite
PE88106	12/12	174.5	2.0			12.5	11.4	18	Surco granite
PE88107	10/15	155.8	32.6			47.0	6.4	15-53	Calipuy volcanoclastics
PE88122	11/11	349.9	-24.8			53.9	5.7	24	Catahuasi granite
PE88132	8/8	350.0	-26.8			37.0	8.1	61-62	Sayan adamellite
PE88140	6/8	341.3	-26.2			164.0	4.4	19-31	Churin granitic stock
PE88142	6/6	146.0	29.2			356.0	3.0	15-53	Calipuy lavas
PE88143	6/8	152.7	31.8			97.0	5.8	61-62	Sayan monzogranite
Mean paleomagnetic direction: $n/N = 9/9$; $D = -16.5^\circ$; $I = -29^\circ$; $K = 29.9$; $\alpha_{95} = 8.6^\circ$ $R = -13.7^\circ \pm 8.1^\circ$; $F = 1.1^\circ \pm 8.1^\circ$									

N = total number of samples; n = number of retained samples; D , I = declination and inclination without tilt correction; D_c , I_c = declination and inclination after tilt correction; K = Fisher's dispersion parameter; α_{95} = 95% confidence circle. Reported Cretaceous and Cainozoic ages are from Giletti and Day (1968), Wilson (1975), Farrar and Noble (1976), Cobbing et al. (1981), Beckinsale et al. (1985), and Mukasa and Tilton (1985). Alb. = Albian; Apt. = Aptian; Ce.-Tu. = Cenomanian-Turonian. The rotation (R) and flattening (F) parameters are calculated using equations given by Demarest (1983). Reference poles used are given in the text.

the Atlantic Ocean kinematic parameters, the obtained distribution of the pseudo-palacopoles is close to the mean pole calculated from the new Late Cretaceous–Paleocene poles (pole A, Fig. 7b), and on the contrary is distant from the pole proposed by Beck (pole B, Fig. 7b). Consequently, pole A will be our reference pole for the interpretation of our Cretaceous data. On the basis of this pole, the sampled Cretaceous sites, reduced to a mean geographic location of (11.5°S, 76.5°W) are expected to have a palaeomagnetic



declination of about 351° if they had passively followed the movement of the plate without any additional deformation (had the pole proposed by Beck been used instead, the results would not have changed significantly).

For the Cainozoic, because the ages of our sites vary from 62 to 5 Ma, we separated them into four groups depending on their age, in order to compare them to the available SOAM poles. Consequently, sites PE132 and PE143 are referred to the Late Cretaceous–Paleocene pole of Butler et al. (1989), sites PE107, PE140 and PE142 are referred to the pole calculated for 40 Ma in Mitouard et al. (1990), sites PE104, PE106 and PE122 to the 15 Ma pole of Valencia and Creer (1968). Finally the Pliocene site PE105 is referred to the pole of Valencia and Mendia (1974). These poles correspond to poles C, D, E and F of Fig. 7b, respectively.

Evaluation of the amplitude of rotations of the Western Cordillera.

According to the data relative to SOAM, it seems that between the end of the Jurassic and the Present, the rotational displacements with respect to the Earth's axis of this continent have never exceeded 15° (Fig. 7c). Within the uncertainties on the SOAM reference poles, our re-

Fig. 7. (a) Early Cretaceous to Present South-American apparent polar wander path (■; Irving and Irving, 1982, 30 Ma window), and North-American (●) and African (△) curves (Westphal et al., 1986) transferred to South America, ages of poles are in Ma. (b) A = mean Late Cretaceous–Paleocene pole computed using poles from Montes-Lauar and Pacca (1989) and pole from Butler et al. (1989); B = Cretaceous mean pole computed by Beck (1988); C = Late Cretaceous–Paleocene pole from Butler et al. (1989); D = Eocene pole given in Mitouard et al. (1990); E = Miocene pole of Valencia and Creer (1968); F = Pliocene pole of Valencia and Mendia (1974). Poles are represented with their 95% confidence circles. (c) Theoretical declinations expected for SOAM between Early Cretaceous to Present in the region of Lima and computed using: 1, 2 = Westphal's et al. (1986) North-American and synthetic African curves, respectively, transferred to South America; 3 = Irving and Irving's (1982) South-American curve (30 Ma window). Same conventions as for (b).

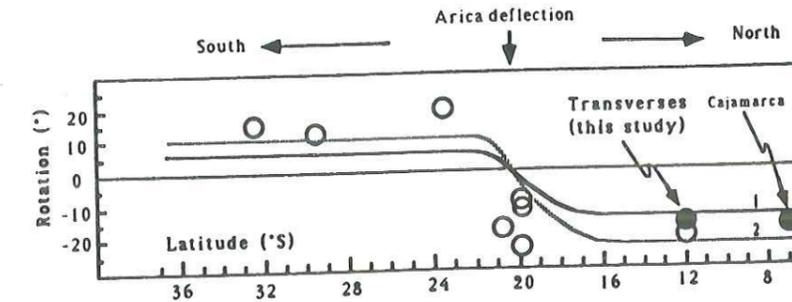


Fig. 8. Predicted values of rotation along the Andean Cordillera according to the two shortening models (1, 2) given in Isacks (1988). The solid circles indicate the amplitudes of rotations inferred from our palaeomagnetic data from the transverses (this study) and the Cajamarca area (Mitouard et al., 1990). Open circles refer to previous data, mainly Mesozoic in age.

sults, obtained from Cretaceous to Late Eocene sites of the Western Cordillera in the region of Lima, show a consistent counterclockwise rotation of about 15–20° without any gradient with respect to the age or to the geographical location of the sites (Table 1). On the other hand, the Miocene and Pliocene reliable sites are not numerous enough to yield any definitive conclusion about the amount of rotation which occurred in the same region during the late Cainozoic. Thus, we prefer only to conclude from this study that the observed counterclockwise rotation is post-Late Eocene in age without any known upper time limit, although Neogene data obtained by Heki et al. (1985a) and Tsunakawa et al. (1987), would give a Late Miocene age for the end of this rotation. The confirmation of this point requires an additional study of a greater number of well-dated Cainozoic sites, particularly of Miocene age.

The consistency between the amplitudes of the Cretaceous to Eocene rotations in the whole studied area, and with the amplitudes of the post-Early Oligocene rotations obtained in the region of Cajamarca (Mitouard et al., 1990) is remarkable. Such a consistency over a distance of about 600 km and from the coast up to the Altiplano, seems more in agreement with a general counterclockwise rotation of the order of 15–20° of the Western Cordillera, than with local in-situ block rotations in a zone of distributed shear. The sense of this rotation about a pole situated northward in the Huancabamba area, agrees with the geological observations which show an increasing amount of shortening going southward from Huancabamba to Arica.

In order to estimate the amount of horizontal displacement related to the rotation, we have introduced the values of the post-Eocene rotations measured both in these three east–west transverses and in the Cajamarca area near 7°S (Mitouard et al., 1990) in the model proposed by Isacks (1988). These data (Fig. 8) seem to be more in agreement with model 1 calculated by the author, and which then predicts a maximum shortening of about 350 km. This is of the same order of magnitude as the amount of shortening (100–250 km) calculated on the basis of gravimetric data (Lyon-Caen et al., 1985), or by the construction of balanced cross-sections (Sheffels, 1988, 1990; Baby et al., 1989). These last data, were obtained in the sub-Andean Ranges of northwest Bolivia, and take into account only part of the shortenings, because the thrusts and overthrusts also develop within the Altiplano and the Eastern Cordillera where probably the major part of the Andean shortenings is consumed (Roeder, 1988; Sempere et al., 1990). One can notice that, had the Western Cordillera behaved as a perfectly rigid elongated lithospheric fragment, the rotation would imply a shortening of about 530 km at the Arica latitude. This value is of course a maximum, since it is not realistic to assimilate the Western Cordillera to a perfectly rigid body at the scale of the Andean Cordillera.

Conclusions

These results, consistent with the ones previously obtained near 7°S (Mitouard et al., 1990), have confirmed the existence of a counterclockwise rotation with an amplitude of 15–20° of the

Western Cordillera during Cainozoic times. The consistency of the rotations measured in the entire Western Cordillera also indicates that the damping of these rotations takes place farther east.

This rotation is in good agreement with the model proposed by Isacks (1988) for the uplift of the Central Andes and appear to be in good agreement with the geological evaluation of the shortenings. However, to unambiguously relate the rotation of the Peruvian margin to the uplift of the Andes, much more palaeomagnetic data are needed, in particular for the Neogene period. Indeed, the precise timing of the rotation is presently not better constrained than post-Late Eocene. A more precise determination of this shortening on the basis of palaeomagnetic data would require a substantial improvement in the definition of the directions of the SOAM reference poles.

Acknowledgements

This work is part of a cooperation between the Centre des Faibles Radioactivités (C.F.R.), the Institut Français d'Etudes Andines (I.F.E.A.), and the Instituto Geofísico del Perú (I.G.P.). We thank the Director of the I.F.E.A. for his help in the organization of the field work. Carlos Angeles participated in the sampling and in many discussions. We are grateful to M.E. Beck and B.J. McFadden who reviewed the manuscript and made pertinent comments on the original text. The financial support was given by the C.E.A., the C.N.R.S., the I.F.E.A. and the I.N.S.U.-C.N.R.S. program D.B.T.-Dynamique Globale. This is D.B.T.-Dynamique Globale contribution 251 and C.F.R. contribution 1168A.

References

- Baby, P., Heraïl, G., Marcimio Lopez, J., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T. and Tufino, D., 1989. Structure de la Zone Subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, II: 1717-1722.
- Beck, M.E., 1980. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America. *J. Geophys. Res.*, 85, B12: 7115-7131.
- Beck, M.E., 1987. Tectonic rotations on the leading edge of South America: The Bolivian orocline revisited. *Geology*, 15: 806-808.
- Beck, M.E., 1988. Analysis of late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *J.S. Am. Earth Sci.*, 1, 1: 39-52.
- Beck, M.E., Drake, R.E. and Butler, R.F., 1986. Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from central Chile and implications for the tectonics of the Andes. *Geology*, 14: 132-136.
- Beckinsale, R.D., Sanchez-Fernandez, A.W., Brook, M., Cobbing, E.J., Taylor, W.P. and Moore, N.D., 1985. Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Halsted Press, New York, pp. 177-202.
- Butler, R.F., Hervé, F., Munizaga, F., Burmester, R.F., Beck, M.E. and Oviedo, E.S., 1989. Late Cretaceous-early Tertiary paleomagnetic pole from the Patagonian Basalts, Southern Chile and Argentina. *Eos*, 43: 1072.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Proc. R. Soc. Tasmania*, 89: 255-288.
- Cobbing, E.J., 1985. The tectonic setting of the Peruvian Andes. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Halsted Press, New York, pp. 3-12.
- Cobbing, J., Pitcher, W., Wilson, J., Baldock, J., Taylor, W., Mc Court, W. and Snelling, N.J., 1981. Estudio geológico de la Cordillera Occidental del Perú. *Bol. Inst. Geol. Min. Met.*, 10: 252 p.
- Demarest, H.H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, 88: 4321-4328.
- Farrar, E. and Noble, D.C., 1976. Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1247-1250.
- Fukao, Y., Yamamoto, A. and Kono, M., 1989. Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *J. Geophys. Res.*, 94, B4: 3867-3890.
- Giletti, B.J. and Day, H.W., 1968. Potassium-argon ages of igneous intrusive rocks in Peru. *Nature*, 220: 570-572.
- Halls, H.C., 1978. The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 16: 1-11.
- Hartley, A.J., Turner, P., Williams, G.D. and Flint, S., 1988. Paleomagnetism of the cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 375-386.
- Heki, K., Hamano, Y. and Kono, M., 1983. Rotation of the Peruvian Block from palaeomagnetic studies of the Central Andes. *Nature*, 305: 514-516.
- Heki, K., Hamano, Y., Kinoshita, H., Taira, A. and Kono, M., 1984. Paleomagnetic study of Cretaceous rocks of Peru, South America: evidence for rotation of the Andes. *Tectonophysics*, 108: 267-281.
- Heki, K., Hamano, Y., Kono, M. and Ui, T., 1985a. Palaeomagnetism of Neogene Ocos dyke swarm, the Peruvian Andes: implication for the Bolivian orocline. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 80: 527-534.
- Heki, K., Hamano, Y. and Kono, M., 1985b. Paleomagnetic study of the Cretaceous Atajana Formation and the Arica Dike Swarm, northernmost Chile. *J. Geomag. Geoelectr.*, 37: 107-117.
- Irving, E. and Irving, G.A., 1982. Apparent polar wander paths, Carboniferous through Cenozoic, and the assembly of Gondwana. *Geophys. Surv.*, 5: 141-188.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93, B4: 3211-3231.
- Jaillard, E., 1987. Sedimentary evolution of an active margin during middle and upper Cretaceous times: the north Peruvian margin from late Aptian up to Senonian. *Geol. Rundsch.*, 76, 3: 677-697.
- James, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 3325-3346.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 62: 699-718.
- Klitgord, K.D. and Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In: P.R. Vogt and B.E. Tucholke, *The Geology of North America, Vol. M, The Western North Atlantic Region*, pp. 351-377.
- Kono, M., Heki, K. and Hamano, Y., 1985. Paleomagnetic study of the Central Andes: counterclockwise rotation of the Peruvian block. *J. Geodyn.*, 2: 193-209.
- Kono, M., Fukao, Y. and Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the Central Andes. *J. Geophys. Res.*, 94, B4: 3891-3905.
- Laj, C., Mitouard, P., Roperch, P., Kissel, C., Mourier, T. and Mégard, F., 1989. Paleomagnetic rotations in the coastal areas of Ecuador and Northern Peru. In: C. Kissel and C. Laj (Editors), *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*. Kluwer Acad. Publ., The Hague, pp. 489-511.
- Lyon-Caen, H., Molnar, P. and Suarez, G., 1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 81-92.
- Macellari, C.E., 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *J.S. Am. Earth Sci.*, 1, 4: 373-418.
- May, S.R. and Butler, R.F., 1985. Paleomagnetism of the Puente Piedra formation, Central Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: 205-218.
- McElhinny, M.W., 1973. *Palaeomagnetism and Plate Tectonics*. Cambridge University press, 358 pp.
- McFadden, B.J., Campbell, K.E., Cifelli, R.L., Siles, O., Johnson, N.M., Naeser, C.W. and Zeitler, K., 1985. Magnetic polarity stratigraphy and mammalian fauna of the Desadan (late Oligocene-early Miocene) Salla beds of northern Bolivia. *J. Geol.*, 93: 223-250.
- McFadden, B.J., Anaya, F., Perez, H., Naeser, C.W., Zeitler, P.K. and Campbell, K.E., 1990. Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: evidence for possible oroclinal bending. *J. Geol.*, 98: 541-555.
- McKee, E.H. and Noble, D.C., 1982. Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 657-662.
- Mégard, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, 141: 893-900.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of andean geology north of the Arica elbow (18°S). In: J.W.H. Monger and J. Francheteau (Editors), *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., 18: 71-95.
- Mégard, F., Noble, D.C., McKee, E.H. and Bellon, H., 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 1108-1117.
- Mégard, F., Roperch, P., Lebrat, M., Laj, C., Mourier, T. and Noblet, C., 1987. L'occident équatorial: un terrain océanique pacifique accolé au continent sud-américain. *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, XVI, 1-2: 39-54.
- Mitouard, P., Kissel, C. and Laj, C., 1990. Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba Deflection in the Andean Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98: 329-339.
- Montes-Lauar, C.R. and Pacca, I.S., 1989. Palaeomagnetism of alkaline intrusions in the South American platform and their possible relation with hot spot tracks. *Abstr. 6th IAGA Sci. Assembly, Exeter*, p. 236.
- Mourier, T., 1988. La transition entre Andes marginales et Andes cordillerales à ophiolites: évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3° à 8° lat. S; Nord Pérou-Sud Equateur). Ph.D. thesis, Univ. Paris Sud, 303 pp.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P. and Farfan Medrano, A., 1988. An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88: 182-192.
- Mukasa, S.B. and Tilton, G.R., 1985. Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Halsted Press, New York, pp. 203-207.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Farrar, E. and Petersen, U., 1974. Epizodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21: 213-220.
- Palmer, H.C., Hayatsu, A. and MacDonald, W.D., 1980. Paleomagnetic and K-Ar age studies of a 6 km-thick Cretaceous section from the Chilean Andes. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 62: 133-153.
- Papamarinopoulos, S., Readman, P.W., Maniatis, Y. and Simopoulos, A., 1982. Magnetic characterization and Mössbauer spectroscopy of magnetic concentrates from Greek lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 173-181.
- Pitcher, W.S., 1985. A multiple and composite batholith. In:

- W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Halsted Press, New York, pp. 93-101.
- Pitcher, W.S. and Cobbing, E.J., 1985. Phanerozoic plutonism in the Peruvian Andes. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Halsted Press, New York, pp. 19-25.
- Roeder, D., 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 7, 1: 23-39.
- Roperch, P., Mégar, F., Laj, C., Mourier, T., Clube, T.M. and Noblet, C., 1987. Rotated oceanic blocks in western Ecuador. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 5: 558-561.
- Sempere, T., Héral, G., Oller, J., Baby, P., Barrios, L. and Marocco, R., 1990. The Altiplano: a province of intermontane foreland basins related to crustal shortening in the Bolivian orocline area. In: *Int. Symp. Andean Geodynamics*, 15-17 May, 1990, Grenoble, ORSTOM Ed., pp. 167-170.
- Sheffels, B.M., 1988. Structural Constraints on Crustal Shortening in the Bolivian Andes. Ph.D. thesis, M.I.T., Cambridge, Mass., 170 pp.
- Sheffels, B.M., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18: 812-815.
- Surmont, J., 1989. Paléomagnétisme dans les Hellénides internes: analyse des aimantations superposées par la méthode des cercles de réaimantation. *Can. J. Earth Sci.*, 26: 2479-2494.
- Tanaka, H., Tsunakawa, H. and Amano, K., 1988. Palaeomagnetism of the Cretaceous El Way and Coloso Formations from the northern Chilean Andes. *Geophys. J.*, 95: 195-203.
- Tsunakawa, H., Tanaka, H., Amano, K. and Kono, M., 1987. Paleomagnetic study of late Miocene and early Pliocene rocks from southern Peru, Central Andes. *J. Geomag. Geoelectr.*, 39: 477-486.
- Turner, P., Clemmey, H. and Flint, S., 1984. Paleomagnetic studies of a Cretaceous molasse sequence in the Central Andes (Coloso Formation, northern Chile). *J. Geol. Soc., London*, 141: 869-876.
- Valencio, D.A. and Creer, K.M., 1968. El paleomagnetismo de Alginas lavas Cenozoicas de la Republica Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 23: 255-278.
- Valencio, D.A. and Mendia, J.E., 1974. Palaeomagnetism and K-Ar ages of some igneous rocks of the Trinitade Complex and the Valado Formation, from Trinitade Island, Brazil. *Rev. Brazil. Geosci.*, 4: 123-132.
- Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.H. and Sibuet, J.C., 1986. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 37-82.
- Wilson, P.A., 1975. Potassium-Argon Age Studies in Peru With Special Reference to the Emplacement of the Coastal Batholith. Ph.D. thesis, Univ. Liverpool, Liverpool.
- Wilson, D.V., 1985. The deeper structure of the Central Andes and some geophysical constraints. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Halsted Press, New York, pp. 13-18.

NEW TEMPORAL CONSTRAINTS ON THE ROTATION OF THE PERUVIAN CENTRAL ANDES OBTAINED FROM PALEOMAGNETISM

O. Macedo-Sánchez^{1,2}, J. Surmont¹, C. Kissel¹ and C. Laj¹

Abstract. New paleomagnetic data from middle Eocene to middle Miocene volcanic and plutonic formations of the Western Cordillera of Central Peru document a counterclockwise rotation of $11^{\circ} \pm 7.4^{\circ}$. This rotation, similar to previous results reported for the northern Peruvian margin, is post middle-Miocene in age. It is thus coeval with the acceleration of the Andean uplift and supports Isacks' model.

Introduction

Paleomagnetic results from Mesozoic formations have documented large counterclockwise rotations along the Central Peruvian Andes [Kono et al., 1985]. More recently, these results have been extended geographically from the Huancabamba deflection in the north to the Arica bend in the south and in time to Cenozoic formations [Mitouard et al., 1990; Macedo-Sánchez et al., 1992; Kissel et al., 1992]. These new results have established the remarkable coherence of the $15\text{-}20^{\circ}$ counterclockwise rotation of the Peruvian margin over a distance exceeding 1500 km. Because this rotation is post-Eocene the authors have suggested that it might be related to the main uplift of the Central Andes, following a mechanism recently proposed by Isacks [1988]. According to this author, the crustal thickness of more than 70 km observed in the region of the Arica bend and the bending of the Bolivian orocline, result from along-strike variations in the amount of late Cenozoic shortening. Maximum shortening exists at 20°S latitude and decreases both northward and southward from the Arica bend, leading to counterclockwise and clockwise rotations of the Peruvian and Chilean margins respectively [Isacks, 1988]. Any precise description of the time evolution of this rotational pattern is however hindered by the lack of paleomagnetic results from Cenozoic and in particular Neogene formations. The only reliable and significant Cenozoic results available so far are limited to those from the Paleocene-Eocene formations in the Cajamarca region [Mitouard et al., 1990] and to a few sparse results of Paleocene to late Miocene age recently obtained in the Lima region [Macedo-Sánchez et al., 1992] and in the Arequipa region [Kissel et al., 1992]. Also, uppermost Miocene data obtained by Tsunakawa et al. [1987] in the Pisco, Nazca and Puno areas do not show any significant rotation and suggest that the Peruvian margin at this time was probably close to its present day position. On the other hand, the results obtained by Heki et al. [1985] on the late Miocene Ocos dyke swarm

indicating a significant counterclockwise rotation ($14^{\circ} \pm 5.5^{\circ}$), have been seriously questioned by Beck [1988] as a result of a critical statistical re-examination of the data.

In this letter we report on new, more complete results obtained in the western Central Peru region from volcanic and intrusive formations of lower Eocene to middle Miocene age. These new paleomagnetic data are interpreted using the available reference poles from Stable South America (SOAM) and yield new constraints on the timing of the geodynamical evolution of the Peruvian margin during the Neogene.

Geological setting and sampling

The studied area is shown schematically in Figure 1. It comprises, from west to east, the Coastal Zone, the Western Cordillera and the High Plateaus. The geological and structural features of these zones have been described by Mégar [1978], Cobbing et al. [1981] and Jaillard [1987]. In the western sector of the Cordillera, the Mesozoic sedimentary and volcano-sedimentary sequences were intruded during late Cretaceous and Paleogene by a complex system of granites and granodiorites (the Coastal Batholith). They were then covered by the lavas and tuffs of the Calipuy Group the age of which ranges from 53 to 15 Ma [references in Atherton et al., 1985]. East of the batholith, at least 5 episodes of plutonism,

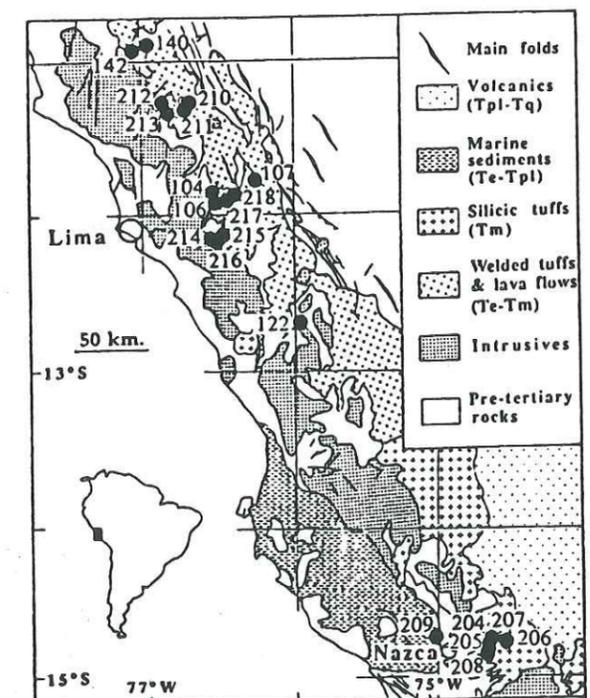


Fig. 1. Schematic geological map of the Western Cordillera in Central Peru showing the locations of the sampling sites.

¹Centre des Faibles Radioactivités, CEA/CNRS, Gif-sur-Yvette, France.

²Instituto Geofísico del Perú, Casilla 3747 Lima 100, Perú.

Copyright 1992 by the American Geophysical Union.

Paper number 92GL01070
0094-8534/92/92GL-01070\$03.00

generally granodioritic, have been documented. Their ages range from 41 to 3 Ma [Soler and Bonhomme, 1988]. South of 13°S, in the Western Cordillera, the Coastal Batholith cuts into late Jurassic to early Cretaceous schists and sandstones which are partially covered by the conglomerates and tuffs of the Nazca formation dated from 22 to 19 Ma [Noble et al., 1979a].

The sampling has been conducted in 1988 and 1990 and the locations of the sites are shown on Figure 1. Six sites (PE204 to 209) were drilled in the siliceous tuffs of the Nazca formation. Three sites were sampled in the Surco (PE104 and 106) and the Catahuasi granites (PE122) dated at 21 Ma and 24 Ma respectively [Mukasa, 1984; Beckinsale et al., 1985]. Site PE140 was sampled in the West Churin tonalitic stock dated at 30 Ma [Cobbing et al., 1981; Soler & Bonhomme, 1988], four sites (PE210 to 213) in the Acos small granitic intrusion considered as upper Eocene in age (~37 Ma [Soler, 1987]), two sites (PE217-218) in the dioritic post-metamorphic dykes dated between 39 and 31 Ma [Vidal, 1987] and which cut the Mesozoic series. However, these last seven sites (PE140, PE210 to 213, PE217-218) may be older than their assumed ages as a consequence of a general reset of the K/Ar ages in this area [Soler, 1987]. Finally, we sampled five sites in the Eocene to Miocene lavas and volcanoclastic series of the Calipuy Group (PE107, PE142 and PE214 to 216). Sites PE214 and PE216 were sampled in the undeformed tuffs at the very base of the formation, close to the place dated at 40-41 Ma by Noble et al. [1979b].

A total of 226 cores has been obtained from these 21 sites dated as an average between 53 and 15 Ma. Clear bedding attitudes were observed for the tuffs and the ignimbrites, with tilts never exceeding 10°. No correction was used for the intrusives. Each core yielded 2-3 specimens allowing laboratory studies of the magnetic mineralogy and of the remanent magnetization.

Magnetic Mineralogy and Paleomagnetic Results

The magnetic mineralogy was investigated for at least one sample per site. Stepwise acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) indicates that saturation is virtually attained in all samples at fields lower than 0.3 T. Thermomagnetic analyses, done on powder samples with an horizontal Curie balance, yield reversible heating and cooling curves with a Curie temperature close to 580°C. This indicates that magnetite is the main magnetic mineral in the samples.

Small pellets made from powdered samples were analyzed with a Micromag alternating gradient force magnetometer. A typical hysteresis loop is shown in Figure 2a. There is a small paramagnetic contribution, shown by the slightly positive slope at high fields. After subtraction of this component the saturation magnetization (Ms), the saturation remanence (Mr), the coercive field (Hc), and the coercivity of the remanence (Hcr) were calculated. The coercivities are all smaller than 80 mT, which is consistent with the presence of magnetite. The ratios of the parameters (Figure 2b) indicate that the main fraction of the magnetization is carried by PSD-magnetite [Day et al., 1977].

Measurements were made with a three axis cryogenic magnetometer in a shielded room. Thermal demagnetization with a minimum of 12 steps from room temperature to the limit of reproducible results (600°C usually) was used throughout.

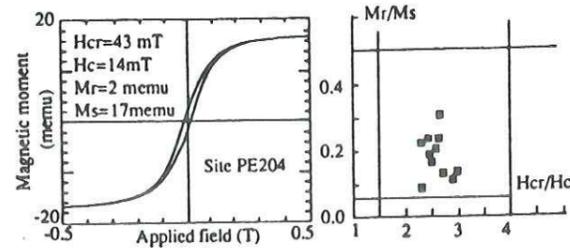


Fig. 2. A: Typical magnetic hysteresis loop; B: Magnetization and coercivity ratios from 11 representative volcanic and intrusive samples. All the values are grouped in pseudosingle domain area.

No significant changes of the low field susceptibility were observed during the thermal treatment, suggesting that the magnetic minerals are not seriously affected by the heating.

The natural remanent magnetizations (NRM) are typically of the order of 0.3 A/m. Generally the samples from the volcanic Nazca and Calipuy formation are characterized by a single stable component of magnetization isolated after 200-300°C (Figure 3a). Stable directions were determined from orthogonal demagnetization diagrams and the mean direction was calculated using Fisher's statistic [1953]. However, samples from the intrusive formations sometimes show two components of magnetization with overlapping blocking temperature spectra. In these cases, stable final directions and demagnetization circles were combined (Figure 3b) using the method of McFadden and McElhinny [1988].

The results are shown in Table I. There is a general good agreement between the data except for the sites from the Acos intrusive. In all the Acos sites (PE210 to 213) the presence of two antiparallel components close to the present day field gives evidence of a remagnetization (data from sites PE210 and 211 have been combined together for a better definition of the characteristic direction). This remagnetization could be related to the episode of metamorphism which has affected this region more recently than the lower Miocene [Soler, 1987]. Samples from site PE 209, drilled in the subhorizontal beds of the Miocene tuffs of the Nazca Formation are all characterized by two unexplained sub-vertical antiparallel components of magnetization. Therefore, sites PE209 to 213 were not considered in the final statistics. Because our sites are distributed in two separated areas (Lima and Nazca), two

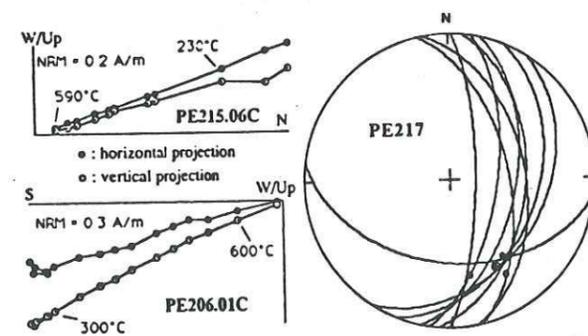


Fig. 3. Orthogonal projection diagrams (A) and equal area plot (B) of typical thermal behaviours. A: volcanic samples with a single stable component of magnetization. B: intrusive site showing both remagnetization circles and stable directions.

mean paleomagnetic directions were calculated ($D=339.4^\circ$; $I=-26.6^\circ$; $\alpha_{95}=8.8^\circ$ and $D=343.1^\circ$; $I=-25.1^\circ$; $\alpha_{95}=7^\circ$, respectively). The good agreement between these two directions and the absence of any documented shear zone between Lima and Nazca areas, led us to conclude that these two areas have been affected by the same rotation and have not rotated as independent crustal blocks. Accordingly, if all the data are combined together, the mean Eocene to middle Miocene paleomagnetic direction for the area studied here is: $N=16$; $D=340.5^\circ$; $I=-26.1^\circ$; $\alpha_{95}=6.1^\circ$. When the two mean directions which are clearly outside the main group are rejected, we obtain a virtually identical mean regional direction with a smaller scatter: $N=14$; $D=341.4^\circ$; $I=-27.3^\circ$; $\alpha_{95}=4.7^\circ$.

Discussion and Conclusions

The interpretation of paleomagnetic results from the Andes is somewhat delicate, because of the lack of a continuous and precise Apparent Polar Wander Path (APWP) for SOAM. Taking into account the ages of the studied formations (Eocene to middle Miocene), we have referred all our results to the 40 Ma mean pole calculated by Mitouard et al. [1990]. This pole does not differ significantly from the younger one (15 Ma) given by Valencio and Creer [1968]. The results are summarized in Table I and Figure 4 where the corresponding values of the rotation (R) and flattening (F) parameters calculated after Demarest [1983] are also reported.

TABLE I. Paleomagnetic results from Eocene to Miocene volcanic and intrusive formations of Central Peru.

Site	n/N	D(°)	I(°)	Dc(°)	Ic(°)	K	α_{95} (°)	Age
PE104	10/10	156.1	43.5			56	5.3	21
PE106	12/12	174.5	2.0			12	11.4	21
PE107	10/15	155.8	32.6			47	6.4	15-53
PE122	11/11	349.9	-24.8			54	5.7	24
PE140	6/8	341.3	-26.2			164	4.4	30?
PE142	6/6	146.0	29.2			356	3.0	15-53
PE204*	12/12	166.8	26.9	166.8	26.9	225	2.9	19-22
PE205*	9/9	158.3	14.9	158.3	14.9	352	2.8	19-22
PE206	11/11	161.0	25.9	162.6	24.2	327	2.5	19-22
PE207*	11/11	167.3	26.4	167.3	26.4	164	3.7	19-22
PE208	6/6	168.0	21.8	160.5	32.6	330	3.7	19-22
PE209**	12/13	18.9	-78.9	18.9	-78.9	291	2.8	19-22
PE210/211*	16/23	356.3	-17.7			120	3.5	-37?
PE212*	11/11	0.0	-32.2			180	3.5	-37?
PE213*	8/8	357.0	-35.8			146	4.9	-37?
PE214	12/12	316.4	-38.6			40	6.4	15-53
PE215	11/11	344.6	-31.1	343.2	-13.4	176	3.5	15-53
PE216	12/12	350.2	-16.6			51	6.4	15-53
PE217	12/14	152.3	33.8			53	5.9	31-39?
PE218	9/10	159.2	27.0			166	4.0	31-39?

n/N = 16/20 D = 340.5° I = -26.1° K = 37.6 α_{95} = 6.1°
R = -11.8° ± 8.1° F = -3.9° ± 10.6°

n/N = 14/20 (sites PE106 and PE214 rejected; see text)
D = 341.4° I = -27.3° K = 73 α_{95} = 4.7°
R = -11° ± 7.4° F = -2.7° ± 10.2°

Mean directions are reported for each site before (D, I) and after bedding correction (Dc, Ic) (*: sites with horizontal observed bedding attitude); K, α_{95} : Fisher's statistic parameters; the age of the rocks are given in Ma (? : sites which may be older than their assumed age); R, F: rotation and flattening parameters. **: sites rejected (see text).

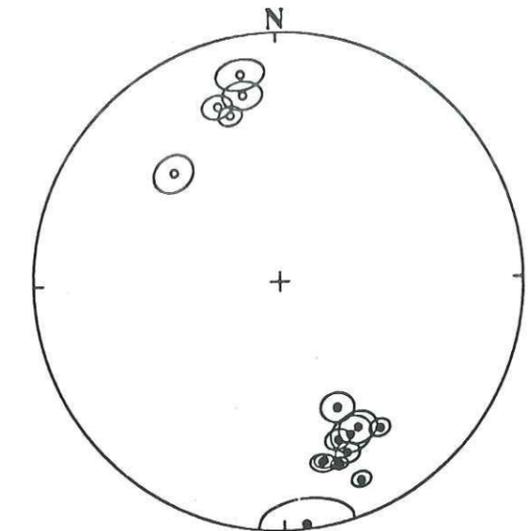


Fig. 4. Equal area projection of the reliable mean directions of the sites with their 95% angle of confidence.

There is a large uncertainty on the F parameter. Within these limits it does not indicate any significant latitudinal drift of the investigated area with respect to SOAM, in agreement with the autochthonous character of the studied formations.

The R parameter documents a significant post middle Miocene counterclockwise rotation of $11^\circ \pm 7.4^\circ$. The amplitude of this rotation is poorly defined largely because of the low accuracy on the position of the 40 Ma reference pole ($\alpha_{95} = 7.5^\circ$). This hinders a precise quantitative interpretation of the data. However, the mean amplitude of the rotation obtained for the Lima and Nazca areas is only 4° less than the one of the rotation obtained from the Cretaceous data in the same area [Macedo-Sanchez et al., 1992]. It is also similar to the Paleogene paleomagnetic results reported from Northern Peru [Mitouard et al., 1990]. The new results thus confirm the remarkable consistency of the post-Eocene rotation of the Peruvian margin from Northern to Central Peru over a distance exceeding 700 km, and support Isacks' model for the uplift of the Central Andes.

In addition, according to the timespan covered by the new formations studied here, the rotation documented for Central Peru is much younger than previously supposed in Macedo-Sanchez et al. [1992]. The rotation is thus coeval with the acceleration of the Andean uplift documented by Sébrier et al. [1988]. It ended probably during middle-late Miocene, as the paleomagnetic data reported by Tsunakawa et al. [1987] seem to indicate. However, a better quantitative description of the rotation of the South American continental margin requires a significant improvement in the accuracy of the APWP for SOAM.

Acknowledgements: We wish to thank Dr. C. De Muizon for the technical support of the IFEA during the field trips and J. Jacay for his help during the sampling. The financial support has been given by the CEA, and the CNRS-INSU, CFR Contribution n° 1310. Contribution CNRS-INSU-DBT (Thème Dynamique Globale) 460.

References

- Atherton, M. P., L. M. Sanderson, V. Warden., and W. J. McCourt, The volcanic cover: chemical composition and the origin of the magmas of the Calipuy Group, in *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*, edited by W. S. Pitcher, M. P. Atherton, E. J. Cobbing and R. D. Beckinsale, pp. 273-284, Halsted Press, New York, 1985.
- Beck, M.E., Analysis of late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margin of South America, *J. South Am. Earth.Sci.*, **1**, 39-52, 1988.
- Beckinsale, R.D., A.W. Sanchez Fernandez, M.Brook, E.J. Cobbing, W.P. Taylor, and N.D. Moore, Rb-Sr whole rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru, in *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*, edited by W. S. Pitcher, M. P. Atherton, E. J. Cobbing and R. D. Beckinsale, pp. 177-202, Halsted Press, New York, 1985.
- Cobbing, E.J., W. S. Pitcher, J. J. Wilson, J. W. Baldock, W. P. Taylor, W. J. McCourt, and N.J. Snelling, Estudio geológico de la Cordillera Occidental del Norte del Perú, *Boletín INGEMMET, Estudios Especiales, serie D, n°10*, 252pp., 1981.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: grains-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Int.*, **13**, 260-267, 1977.
- Demarest, H. H., Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4321-4328, 1983.
- Fisher, R. A., Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc.*, **217**, 195-305, 1953.
- Heki, K., Y. Hamano, M. Kono, and T. Ui, Paleomagnetism of Neogene Ocos dyke swarm, the Peruvian Andes : implication for the Bolivian orocline, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **80**, 527-534, 1985.
- Isacks, B.L, Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211-3231, 1988.
- Jaillard, E., Sedimentary evolution of an active margin during upper Cretaceous times: the north Peruvian margin from upper Aptian to Senonian, *Geol. Rdsch.*, **76**, 677-698, 1987.
- Kissel, C., C. Laj, J. Surmont, O. Macedo-Sanchez, and P. Mitouard, South American active margin: Andean deflections and crustal thickening, *Bull. Soc. géol. France*, **163**, n°4, 371-380, 1992.
- Kono, M., K. Heki, and Y. Hamano, Paleomagnetic study of the Central Andes: counterclockwise rotation of the Peruvian block, *J. Geodyn.*, **2**, 193-209, 1985.
- Macedo-Sánchez, O., J. Surmont, C. Kissel, P. Mitouard, and C. Laj, Late Cenozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Andes, *Tectonophysics*, **205**, 1-3, 65-78, 1992.
- McFadden, P.L., and M. McElhinny, The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 161-172, 1988.
- Mégard, F., Etude géologique des Andes du Pérou Central, *Mémoires ORSTOM*, **86**, 310 pp., 1978.
- Mitouard, P., C. Kissel, and C. Laj, Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba Deflection in the Andean Cordillera, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **98**, 329-339, 1990.
- Mukasa, S.B., Comparative Pb isotope systematics and zircon U-Pb geochronology for the Coastal, San Nicolas, and Cordillera Blanca batholiths, Peru, Thesis, 362 pp., University of California, 1984.
- Noble, D. C., Farrar and E. J. Cobbing, The Nazca Group of South-Central Peru: age, source and regional volcanic and tectonic significance, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 80-86, 1979a.
- Noble, D. C., E. H. McKee, and F. Mégard, Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of central Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 903-937, 1979b.
- Sébrier, M., A. Lavenu, M. Fornari, and J. P. Soulas, Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from the Eocene to present, *Géodynamique*, **3** (1-2), 85-106, 1988.
- Soler, P., Sur l'existence d'un épisode de métamorphisme régional d'âge Miocène inférieur dans la Cordillère Occidentale des Andes du Pérou Central, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **1304**, sér II, 911-915, 1987.
- Soler, P., and M. G. Bonhomme, New K-Ar age determinations of intrusive rocks from the Cordillera Occidental and Altiplano of Central Peru: Identification of magmatic pulses and episodes of mineralization, *J. South Am. Earth Sci.*, **1/2**, 169-177, 1988.
- Tsunakawa, H., H. Tanaka, K. Amano, and M. Kono, Paleomagnetic study of Late Miocene and Early Pliocene rocks from Southern Peru, Central Andes, *J. Geomag. Geoelect.*, **39**, 477-486, 1987.
- Valencio, D.A. and K. M. Creer, El paleomagnetismo de algunas lavas cenozoicas de la República Argentina, *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, **23**, 255-278, 1968.
- Vidal, C., Kuroko-type Deposits in the Middle Cretaceous Marginal Basin of Central Peru, *Econ. Geol.*, **82**, 1409-1430, 1987.

C. Kissel, C. Laj, O. Macedo-Sánchez and J. Surmont, Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire mixte CNRS-CEA, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

(Received February 27, 1992;
revised May 5, 1992;
accepted May 6, 1992.)

CHAPITRE VI - DISCUSSION DES RESULTATS.

I - Introduction.

II - Les données du Centre du Pérou.

- 1) - Les données crétacées.
 - 1.1) Les formations sédimentaires.
 - 1.2) Les formations volcaniques et intrusives.
- 2) - Les données cénozoïques.

III - Les données du Sud du Pérou.

- 1) - Les données du Crétacé supérieur-Paléocène.
- 2) - Les données cénozoïques post-paléocènes.

IV - Interprétation géodynamique des données.

- 1) - Confrontation des données paléomagnétiques crétacées du centre et du sud du Pérou: rôle de la déflexion d'Abancay.
- 2) - Confrontation des données paléomagnétiques cénozoïques du centre et du sud du Pérou: le problème du synchronisme des données.
- 3) - La rotation de la marge péruvienne et ses relations avec le soulèvement des Andes Centrales.
- 4) - Rapide aperçu sur les données paléomagnétiques des Andes Centrales boliviennes et chiliennes et sur leur accord avec les prédictions du modèle d'Isacks.
- 5) - Amplitude des raccourcissements attendus au niveau de la déflexion d'Arica en fonction de la rotation mesurée.

CHAPITRE VI

DISCUSSION DES RESULTATS

I - Introduction.

Ce chapitre est consacré à la confrontation des données que nous avons obtenues dans le centre du Pérou, et qui sont en partie publiées, avec celles encore inédites que nous avons obtenues dans le sud du Pérou. Nous soulignerons tout d'abord les différences qui peuvent être observées entre des données de même âge obtenues dans une même région mais sur des formations de lithologies différentes. Nous discuterons ensuite du problème de l'âge incertain de certains sites ou de l'aimantation qu'ils portent, et nous justifierons de la possibilité ou non de les inclure dans les moyennes statistiques.

Enfin, nous comparerons les directions moyennes crétacées et cénozoïques du centre et du sud du Pérou pour essayer de cerner le déroulement temporel de la rotation de la marge péruvienne.

II - Les données du centre du Pérou

La plupart des données obtenues dans la partie centrale du Pérou sont présentées dans les articles. Toutefois, nous pouvons rajouter ici quelques données correspondant soit à des sites étudiés ultérieurement soit à des sites dont nous avons ré-étudié quelques échantillons ce qui nous a permis d'en extraire un résultat fiable alors que ces sites n'avaient pas été considérés comme tels au moment des publications.

Pour le Crétacé, les données ont été obtenues sur des formations sédimentaires volcaniques et intrusives alors que pour le Cénozoïque ces données proviennent uniquement de formations intrusives et volcaniques.

1) - Les données crétacées.**1.1) Les formations sédimentaires.**

Toutes les directions caractéristiques obtenues sur les sites sédimentaires

crétacés ont été reportées avec leur cône de confiance à 95 % (α_{95}) avant et après correction de pendage sur la figure VI-1 (a et b). Quatre sites supplémentaires ont été étudiés après la publication de l'article de Macedo-Sánchez et al. (1992a). On remarque après correction des pendages un bon regroupement des directions normales. La direction inverse du site PE138 se place en position parfaitement antipodale à ce groupement et confirme ainsi sa cohérence avec les directions normales (Figure VI-1b). Par contre, il apparaît clairement sur la figure VI-1b que les trois directions respectivement normale et inverses des sites PE118, PE120 et PE121 sont très différentes de celles des autres sites après correction de pendage. Ceci suggère que ces sites ont été réaimantés après l'Eocène moyen-supérieur, période pendant laquelle ils ont été déformés. Ces sites seront donc pris en considération avec les autres sites cénozoïques discutés ci-après. La direction paléomagnétique moyenne déterminée pour les sites crétacés est définie par :

$$n/N=8/11 \quad D=-38.8^\circ \quad I=-31.8^\circ \quad k=30 \quad \alpha_{95}=10.3^\circ$$

Cette donnée considérée comme définitive pour les sédiments d'âge crétacé du centre du Pérou est reportée dans le tableau synthétique VI-A avec les données obtenues pour les autres formations discutées ci-après.

1.2) Les formations volcaniques et intrusives.

Les seules données volcaniques crétacées que nous avons obtenues dans le centre du Pérou concernent les 13 sites échantillonnés dans le Groupe Casma. Les directions paléomagnétiques moyennes obtenues sont assez bien groupées (Fig. VI-2) et sont en moyenne déviées dans le sens antihoraire d'un angle comparable à la déviation mesurée sur les sites crétacés sédimentaires et intrusifs (voir ci-après). L'ensemble des sites du volcanisme Casma détermine en effet une direction moyenne de coordonnées :

$$n/N=13/13 \quad D=-22.6^\circ \quad I=-25.5^\circ \quad k=26 \quad \alpha_{95}=8.3^\circ$$

Les intrusifs crétacés du centre du Pérou représentent 11 sites dont chacun a donné une direction caractéristique (Fig. VI-3). L'ensemble de ces données

TABLEAU VI-A. Données paléomagnétiques obtenues à partir des différentes formations étudiées dans le Centre et le Sud du Pérou.

réf.	Formation	n/N	D (°)	I (°)	k	α_{95} (°)	âge (Ma)	Δ âge (Ma)	R \pm Δ R	F \pm Δ F
CENTRE DU PEROU										
a	Crétacé sédiments	8/11	-38.8	-31.8	30	10.3	98.5	11.5	-29.7 \pm 10.2°	4.9 \pm 10.1°
b	Volc. Casma	13/13	-22.6	-25.5	26	8.3	100	5	-15 \pm 8.3°	0.3 \pm 9.2°
c	Intrusifs	11/11	-25.8	-28	26	9	87	18	-16.6 \pm 8.9°	0.8 \pm 9.4°
	Moyenne	32/35	-27.6	-28.1	25	5.2			-18.5\pm6°	1.3\pm7.4°
d	Cénozoïque Volc. Calipuy	4/5	-17.1	-24.1	61	11.8	34	19	-9.4 \pm 11.8°	-4.2 \pm 13.4°
e	Volc. Nazca	5/6	-17.3	-25.4	120	7	20.5	1.5	-10.9 \pm 10.5°	-7.9 \pm 13.8°
f	Intrusifs	7/10	-14.7	-31.3	20	13.7	22.5	8.5	-8.3 \pm 15.2°	2.6 \pm 17.3°
	Moyenne	21/27	-18.3	-30.5	30	5.9			-10.6\pm8.1°	0.5\pm10.6°
SUD PEROU										
g	Crétacé supérieur - Paléocène Intrusifs	6/7	-32.6	-39.9	26	13.5	66.5	5	-23.5 \pm 14.4°	3.6 \pm 11.8°
h	Volc. Toque.	10/10	-32.4	-38.2	40	7.7	64.5	5.5	-23.3 \pm 8.6°	1.1 \pm 8°
	Moyenne	16/17	-32.5	-38.9	36	6.3			-23.3\pm7.4°	3.1\pm7.3°
i	Cénozoïque Volc. Oligoc. Sup. à Miocène	6/6	-4.2	-44.7	33	11.8	18.5	8.5	2 \pm 15.7°	8.3 \pm 15.2°
j	Volc. Mio-Pliocène	7/8	-1.3	-30	160	4.8	8	4.5	3.2 \pm 7.7°	-1.7 \pm 10.3°
	Moyenne	13/14	-2.5	-36.6	40	6.6			3.8\pm10.8°	0.2\pm13.1°

Réf : lettre reportée sur la figure VI-1; R \pm Δ R et F \pm Δ F : amplitude respectivement de la rotation et du "flattening" avec leurs incertitudes.

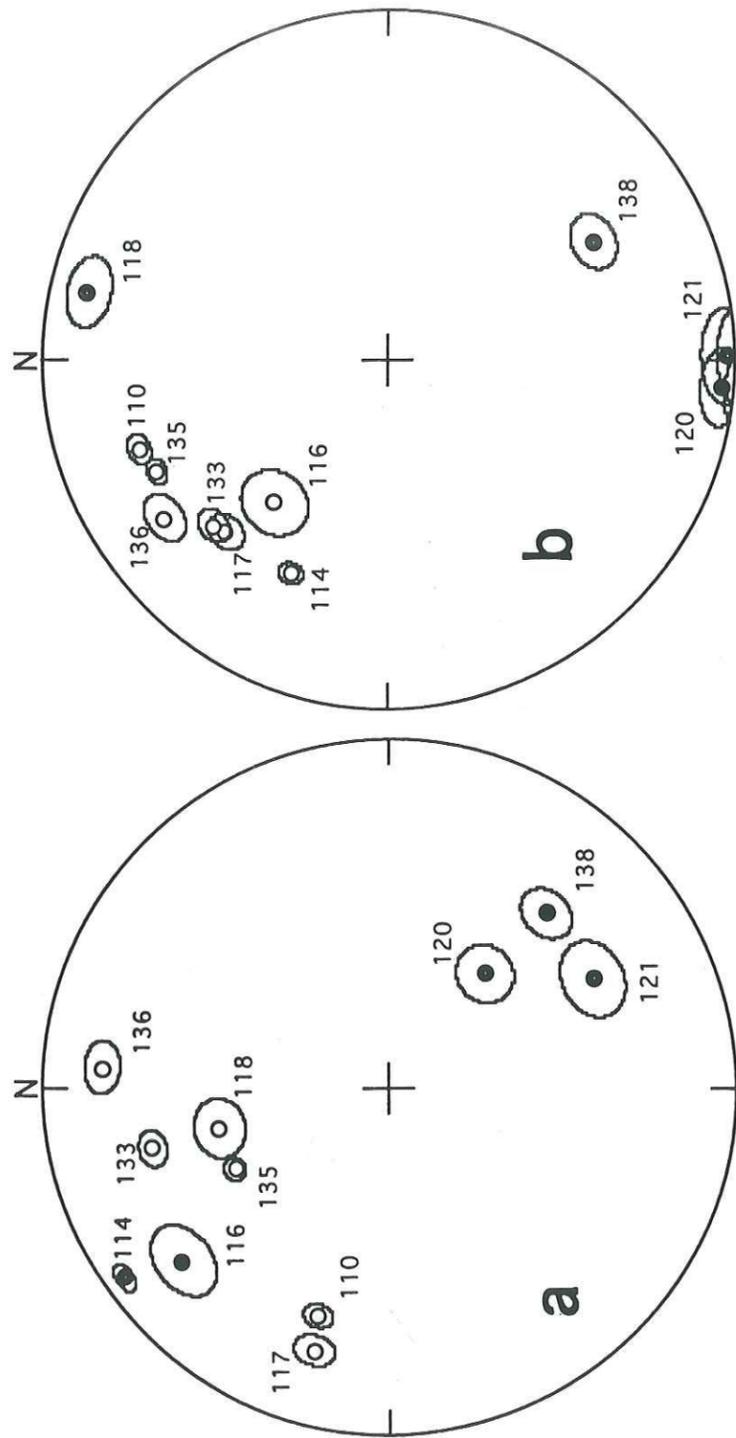


Figure VI-1: Projections à égales surfaces des directions caractéristiques des aimantations correspondant aux sites de calcaires crétacés du Centre du Pérou. Les directions très dispersées avant correction de pendage (a) se regroupent une fois la correction appliquée (b), sauf pour les sites 118, 120 et 121 réaimantés après l'Eocène moyen-supérieur. Les ronds noirs correspondent aux aimantations inverses (hémisphère inférieur), les ronds blancs, aux aimantations normales (hémisphère supérieur). Les ellipses autour de chaque rond correspondent aux cônes de confiance à 95%.

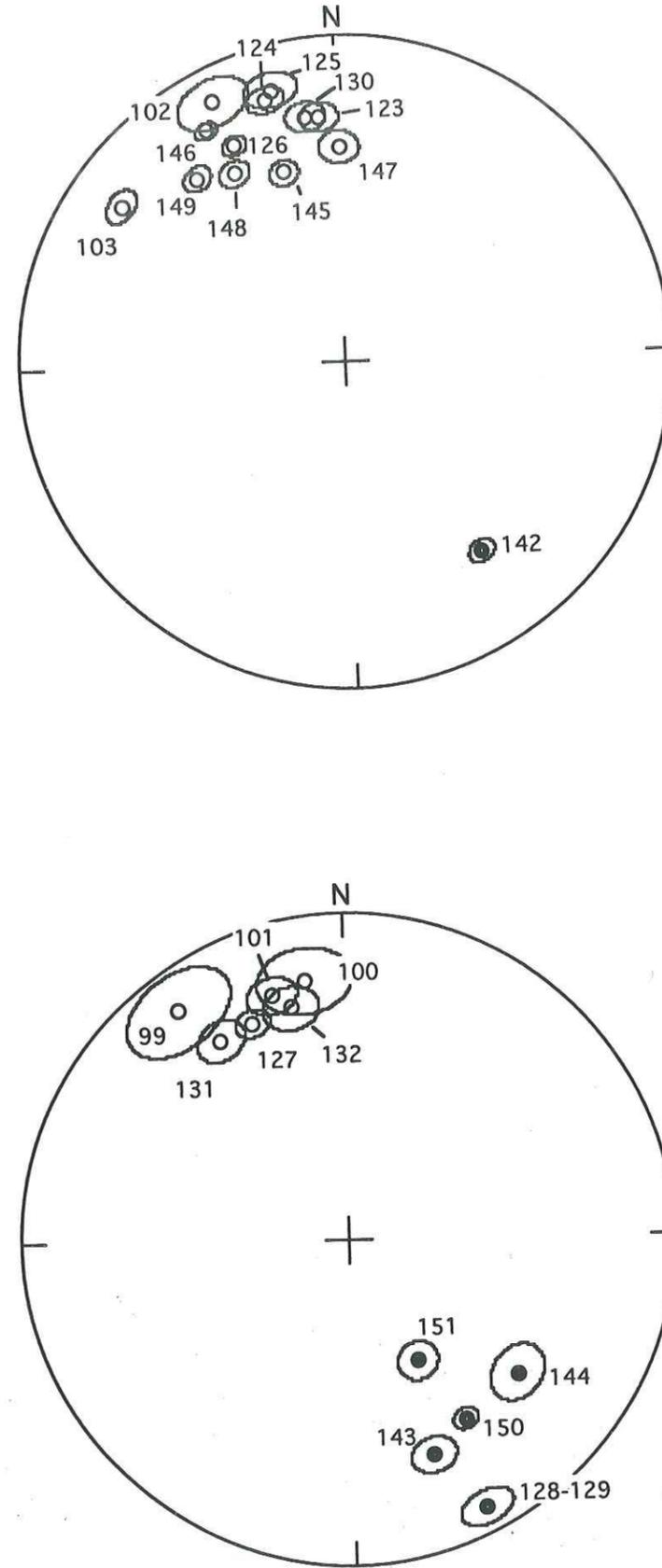


Figure VI-2: Projection à égales surfaces des vecteurs paléomagnétiques correspondant aux sites albiens du groupe Casma du centre du Pérou. (mêmes conventions que précédemment).

Figure VI-3: Projection à égales surfaces des vecteurs paléomagnétiques correspondant aux sites intrusifs crétacés du centre du Pérou (mêmes conventions que précédemment).

détermine une direction moyenne très proche de la direction obtenue pour les laves du Groupe Casma :

$$n/N=11/11 \quad D=-25.8^\circ \quad I=-28^\circ \quad k=26 \quad \alpha_{95}=9^\circ$$

On remarque par ailleurs que les déclinaisons et inclinaisons moyennes obtenues pour les sédiments crétacés sont un peu plus élevées que celles obtenues sur les formations volcaniques ou intrusives de même âge. Toutefois, si on tient compte des angles de confiance associés à ces directions, la différence observée n'est pas significative.

Les 32 directions crétacées caractéristiques obtenues dans le centre du Pérou, toutes lithologies confondues, déterminent ensemble la direction caractéristique moyenne suivante :

$$n/N=32/35 \quad D=-27.6^\circ \quad I=-28.1^\circ \quad k=25 \quad \alpha_{95}=5.2^\circ$$

L'angle de confiance faible atteste que la direction moyenne est définie avec précision. Nous avons là un test des lithologies: les sédiments, les laves et les intrusifs dont les mécanismes d'acquisition de l'aimantation sont différents donnent des directions moyennes très proches les unes des autres. Ceci est une preuve supplémentaire de la fiabilité de ce résultat. La direction moyenne obtenue correspond à une rotation R et à un paramètre de "flattening" F de :

$$R = -18.5^\circ \pm 6^\circ \quad F = 1.3^\circ \pm 7.4^\circ$$

La rotation mesurée ici est un peu plus forte que celle proposée dans Macedo-Sánchez et al. (1992a) du fait de l'adjonction de trois sites supplémentaires et de la réactualisation des directions moyennes de certains sites après la prise en compte d'échantillons supplémentaires désaimantés ultérieurement.

2) - Les données cénozoïques.

Elles concernent uniquement des formations volcaniques et intrusives ainsi que des dykes recoupant le volcanisme Casma et une cheminée volcanique qui traverse le Granite Surco.

Les formations volcaniques correspondent aux formations Calipuy de l'Eocène-Miocène moyen et Nazca du Miocène inférieur. Les directions caractéristiques obtenues pour des sites échantillonnés dans le volcanisme Calipuy présentent des polarités normales ou inverses et sont toutes déviées dans le sens antihoraire (Fig. VI-4). Cette déviation est semblable pour tous les sites sauf pour l'affleurement PE214 dont le résultat est statistiquement très différent de ceux des autres sites. Ce résultat n'est donc pas compté dans la statistique finale et la direction paléomagnétique moyenne des sites du volcanisme Calipuy a alors pour coordonnées :

$$n/N=4/5 \quad D=-17.1^\circ \quad I=-24.1^\circ \quad k=61 \quad \alpha_{95}=11.8^\circ$$

Une direction moyenne très proche (mais inverse) a été obtenue pour les cinq sites du Groupe Nazca (Fig. VI-5) ayant donné des résultats cohérents :

$$n/N=5/6 \quad D=162.7^\circ (-17.3^\circ) \quad I=25.4^\circ (-25.4^\circ) \quad k=120 \quad \alpha_{95}=7^\circ$$

La non prise en compte du site PE214, probablement affecté par des perturbations tectoniques indécélées, semble donc justifiée.

L'âge des intrusifs échantillonnés dans le centre du Pérou s'étend de l'Oligocène au Miocène moyen. Le site PE119, daté du Miocène supérieur, n'a pas donné de résultats interprétables. De même, les intrusifs d'Acos (sites PE210 à 213), vraisemblablement réaimantés, sont porteurs d'une aimantation d'âge incertain mais probablement récente et n'ont donc pas été pris en compte dans les statistiques finales. En dehors de ces cas particuliers, les directions caractéristiques des sites restants (Fig. VI-6) définissent une direction paléomagnétique moyenne de coordonnées:

$$n/N=7/10 \quad D=-14.7^\circ \quad I=-31.3^\circ \quad k=20 \quad \alpha_{95}=13.7^\circ$$

Cette direction inclue le site PE106 (Granite Surco), initialement écarté dans Macedo-Sánchez et al. (1992b) du fait de l'absence de directions finales stables, et qui a pu être interprété depuis grâce à l'étude d'échantillons supplémentaires et à l'utilisation des cercles de réaimantation.

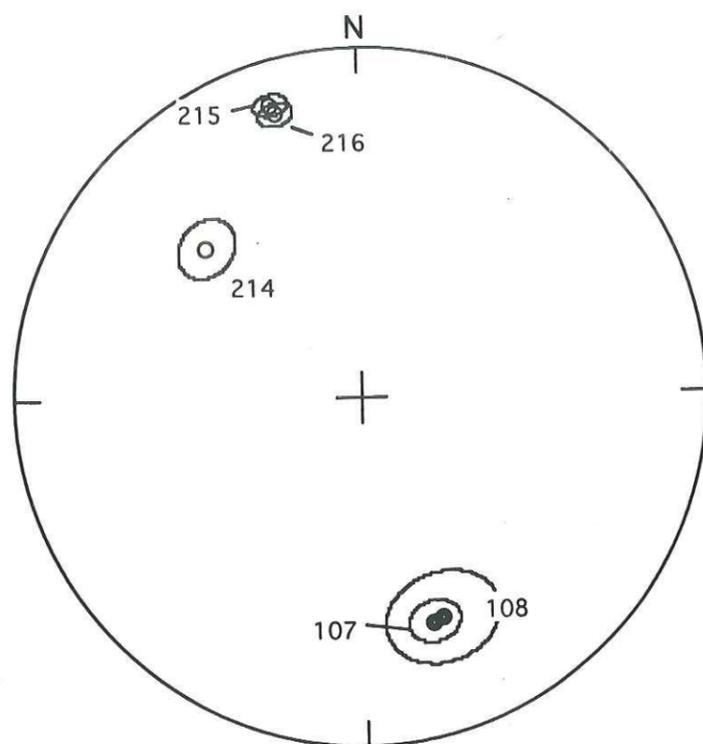


Figure VI-4: Projection à égales surfaces des vecteurs paléomagnétiques correspondant aux sites du groupe Calipuy de l'Eocène - Miocène moyen. Le site 214 dont la direction très différente est probablement due à des perturbations tectoniques non-décelées sur le terrain, a été écarté de la statistique finale. (Mêmes conventions que précédemment).

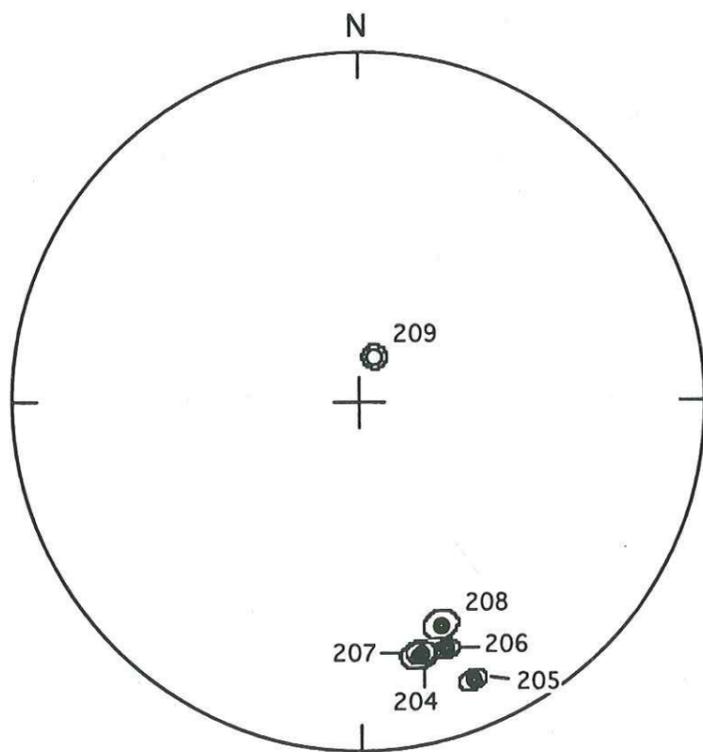


Figure VI-5: Projection à égales surfaces des directions paléomagnétiques correspondant aux sites du Groupe Nazca. Le site 209 présente une inclinaison inexplicablement très élevée et, donc, n'a pas été pris en compte dans la statistique finale. (Mêmes conventions que précédemment).

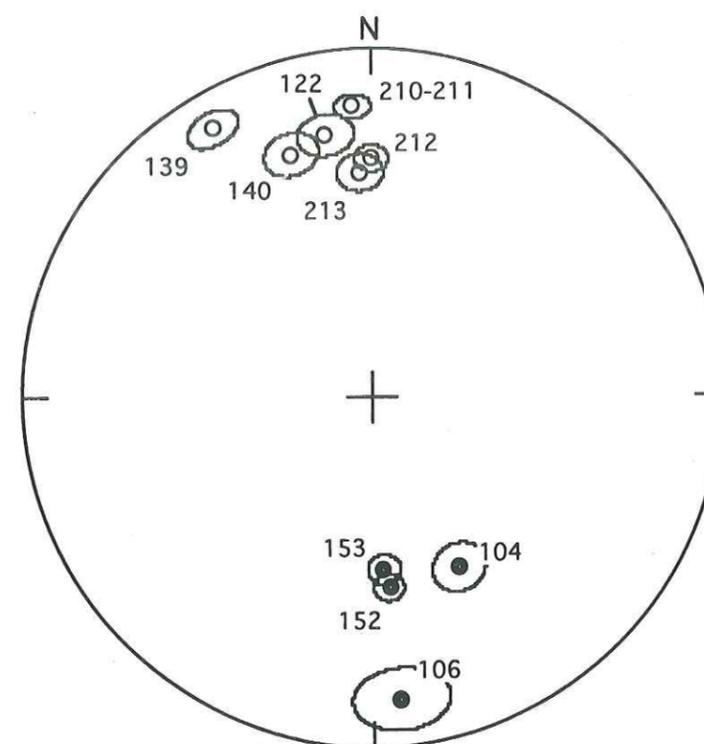


Figure VI-6: Projection à égales surfaces des directions paléomagnétiques correspondant aux sites d'intrusifs d'âge oligocène-miocène moyen, aux trois sites calcaires réaimantés (118, 120 et 121) et aux deux dykes (217 et 218) d'âge éocène supérieur - oligocène inférieur. Les sites appartenant à l'intrusif d'Acos (210 à 213) sont probablement porteurs d'une aimantation récente et leurs directions paléomagnétiques ont été écartées de la statistique finale (voir texte). (Mêmes conventions que précédemment).

La cheminée volcanique qui recoupe le Granite Surco (site PE105), présente une composante d'aimantation unique de polarité inverse et de direction moyenne : $D=175.5^\circ$; $I=38^\circ$. Cette direction, peu déviée dans le sens antihoraire, est assez voisine de certaines des directions obtenues sur les intrusifs oligo-miocènes du centre du Pérou. Toutefois, cette faible déviation serait vraisemblablement liée à son âge récent, fini-miocène à éo-pliocène. Les deux dykes de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, intrusifs dans le volcanisme Casma (sites PE217 et 218), présentent quant à eux des directions caractéristiques également inverses ($D1=152.3^\circ$, $I1=33.8^\circ$ et $D2=159.2^\circ$, $I2=27^\circ$; Fig. VI-6) mais d'avantage déviées dans le sens antihoraire et proches des directions obtenues pour le volcanisme Nazca du Miocène inférieur et pour les niveaux de l'Eocène supérieur-Miocène inférieur du Groupe Calipuy, ou encore des autres directions obtenues pour les intrusifs oligo-miocènes du centre du Pérou.

La plus grande dispersion obtenue au niveau des directions cénozoïques

correspond indiscutablement aux intrusifs du centre du Pérou qui indiquent des déclinaisons déviées de 4 à 30° dans le sens antihoraire. Pour cette raison, il est difficile de fixer des limites temporelles précises pour calculer des moyennes statistiques sur différents intervalles de temps. Il semble néanmoins, à première vue, que les directions paléomagnétiques caractéristiques obtenues pour les différentes formations cénozoïques du Centre du Pérou présentent des déclinaisons significativement déviées dans le sens antihoraire depuis l'Eocène supérieur jusqu'à au moins le Miocène inférieur. Si l'on calcule une direction moyenne pour l'ensemble de ces directions en écartant les sites réaimantés (Acos.), le site PE105 très récent et les sites présentant des directions aberrantes (PE209, 214.), et en incluant les trois sites crétacés réaimantés pendant cette période (PE118, PE120, PE121), on obtient une direction moyenne cénozoïque pour le centre du Pérou définie par :

$$n/N=21/27 \quad D=-18.3^\circ \quad I=-30.5^\circ \quad k=30 \quad \alpha_{95}=5.9^\circ$$

Cette direction moyenne, une fois référée au pôle moyen "éocène" définit une rotation R et un paramètre de "flattening" F respectivement de :

$$R=-10.6^\circ \pm 8.1^\circ \quad F=-0.5^\circ \pm 10.6^\circ$$

En dépit de sa grande marge d'incertitude, la rotation mesurée reste néanmoins significative et s'avère plus faible seulement de 1° par rapport à la rotation figurant dans Macedo-Sánchez et al. (1992b). Cette différence provient de la prise en compte de trois sites intrusifs supplémentaires d'âge oligocène terminal-miocène moyen (PE139, 152 et 153) et d'un site volcanique supplémentaire d'âge éocène à miocène moyen (PE108) étudiés depuis, de la prise en compte également des sites PE107, 215 et 216 de la formation Calipuy, des sites intrusifs PE106 d'âge miocène inférieur et PE140 d'âge oligocène inférieur et aussi du rejet du site PE142 rattaché depuis au Groupe Casma de l'Albien.

On constate, par comparaison avec les directions obtenues sur les formations crétacées de la même région, une différence d'environ 8° dans l'amplitude de la rotation mesurée entre le Crétacé supérieur et le Néogène, ce qui laisse à penser que la marge péruvienne dans ce secteur avait accompli environ la moitié de sa rotation à la fin du Miocène inférieur qui est l'âge moyen de nos données cénozoïques.

III - Les données du sud du Pérou

Elles proviennent exclusivement de formations volcaniques ou intrusives crétacées à quaternaires.

1) - Les données du Crétacé supérieur-Paléocène.

Tous les intrusifs échantillonnés dans le sud du Pérou sont d'âge crétacé. Seul le site PE186, difficile à localiser sur le terrain à partir des documents cartographiques dont nous disposons, a un âge incertain crétacé supérieur à paléocène.

Le site PE188 présente la particularité d'avoir une aimantation caractéristique avec une inclinaison pratiquement horizontale et une déclinaison d'avantage déviée dans le sens antihoraire que celles des autres sites. Ces différences sont probablement liées à un basculement tectonique indécéléré et ce site n'a pas été pris en considération dans les calculs statistiques finaux. Le site PE186 d'âge incertain, présente quant à lui une direction parfaitement cohérente avec les directions des autres sites d'âge crétacé certain. Etant donné que son âge est au plus paléocène et que la dérive apparente des pôles de référence sud-américain est faible entre le Crétacé supérieur et le Paléogène, il nous paraît raisonnable de l'inclure dans la statistique finale. La direction paléomagnétique moyenne suivante caractérise les intrusifs crétacés du sud du Pérou (Fig. VI-7a) :

$$n/N=6/7 \quad D=-32.6^\circ \quad I=-39.9^\circ \quad k=26 \quad \alpha_{95}=13.5^\circ$$

Les directions caractéristiques obtenues pour les différents sites du volcanisme Toquepala du Crétacé supérieur-Paléocène ont été reportées sur la figure VI-7b. Ces directions sont toutes déviées dans le sens antihoraire avec une remarquable cohérence et un bon antiparallélisme des directions caractéristiques normales et inverses. Ces directions définissent une direction moyenne de coordonnées :

$$n/N=10/10 \quad D=-32.4^\circ \quad I=-38.2^\circ \quad k=40 \quad \alpha_{95}=7.7^\circ$$

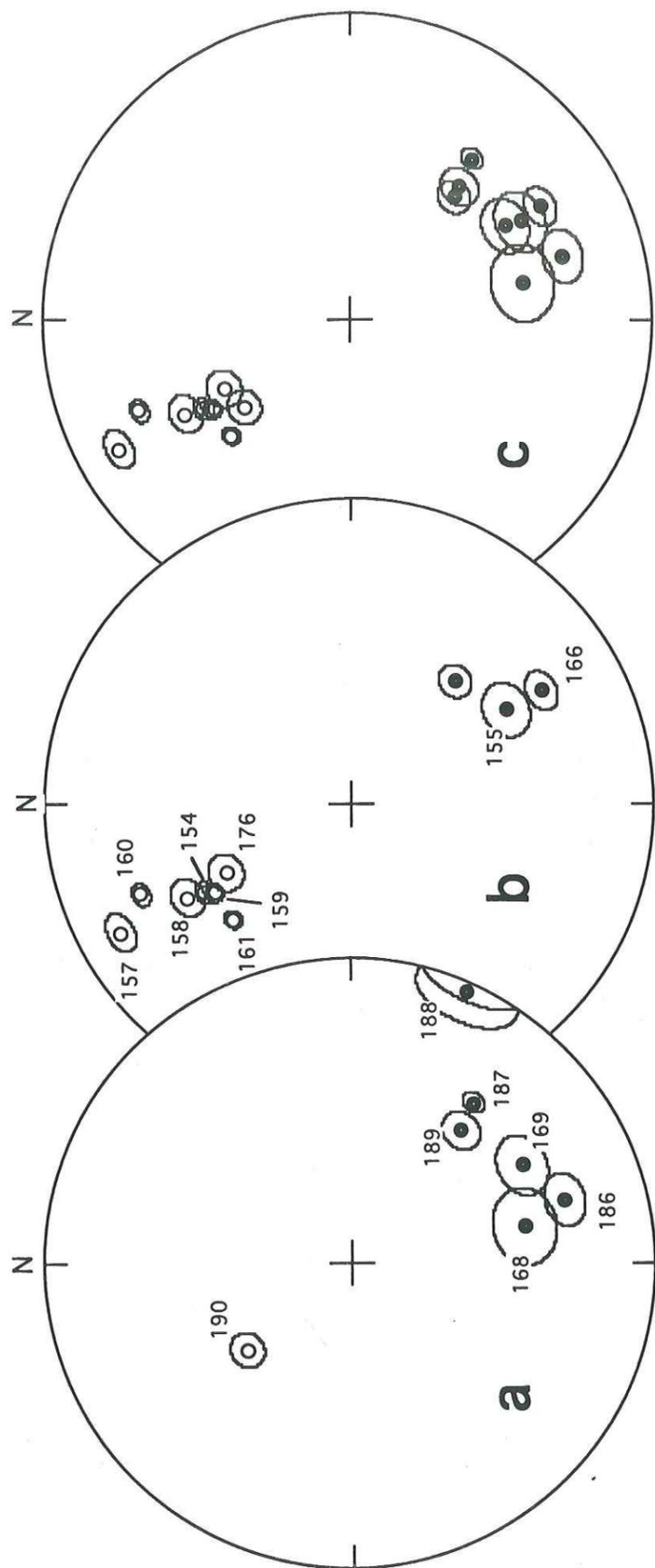


Figure VI-7: Projections à égales surfaces des directions paléomagnétiques des formations magmatiques d'âge crétacé supérieur - paléocène du sud du Pérou : a) volcanisme Toquepala, b) intrusifs crétaqués. Les données combinées (c) du Groupe Toquepala et des intrusifs crétaqués montrent deux groupements antipodaux. Le site 188, qui s'écarte notablement des autres directions, a été éliminé. (Mêmes conventions que précédemment).

Cette direction est très proche de celle définie ci-dessus pour les intrusifs crétaqués du sud du Pérou. Toutes les directions crétaquées obtenues à partir des sites volcaniques et intrusifs du sud du Pérou ont été reportées ensemble sur la figure VI-7c. La direction moyenne calculée à partir de ces sites est caractérisée par :

$$n/N=16/17 \quad D=-32.5^\circ \quad I=-38.9^\circ \quad k=36 \quad \alpha_{95}=6.3^\circ$$

Lorsque l'on compare cette direction avec celle de même âge obtenue pour le centre du Pérou (tableau VI-A), on constate l'excellent accord qui existe entre les données crétaquées de ces deux régions qui accusent pratiquement la même déviation antihoraire moyenne. A la direction paléomagnétique moyenne obtenue pour le sud du Pérou correspond une rotation R et un paramètre de "flattening" F respectivement de :

$$R = -23.3^\circ \pm 7.4^\circ \quad F = 3.1^\circ \pm 7.3^\circ$$

La rotation mesurée est également très proche des rotations obtenues par Roperch & Carlier (1992) sur les aimantations secondaires de leurs trois sites côtiers du sud du Pérou qui sont supposées être d'âge crétaqué supérieur.

2) - Les données cénozoïques post-paléocènes.

Parmi les sites datés de l'Oligocène supérieur au Miocène, seuls ceux des formations Moquegua supérieur et Tacaza ont donné des résultats cohérents et interprétables :

- Les directions caractéristiques obtenues sur les trois sites interprétables de la formation Moquegua supérieur de l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur sont toutes proches de la direction N-S actuelle (Fig. VI-8) et déterminent une direction moyenne de coordonnées :

$$n/N=3/3 \quad D=3.6^\circ \quad I=-35.4^\circ \quad k=343 \quad \alpha_{95}=6.7^\circ$$

- Les trois sites de la formation Tacaza (Fig. VI-8) de l'Oligocène supérieur - Miocène définissent une direction moyenne de coordonnées :

$$n/N=3/3 \quad D=-14.9^\circ \quad I=-53.3^\circ \quad k=61 \quad \alpha_{95}=16^\circ$$

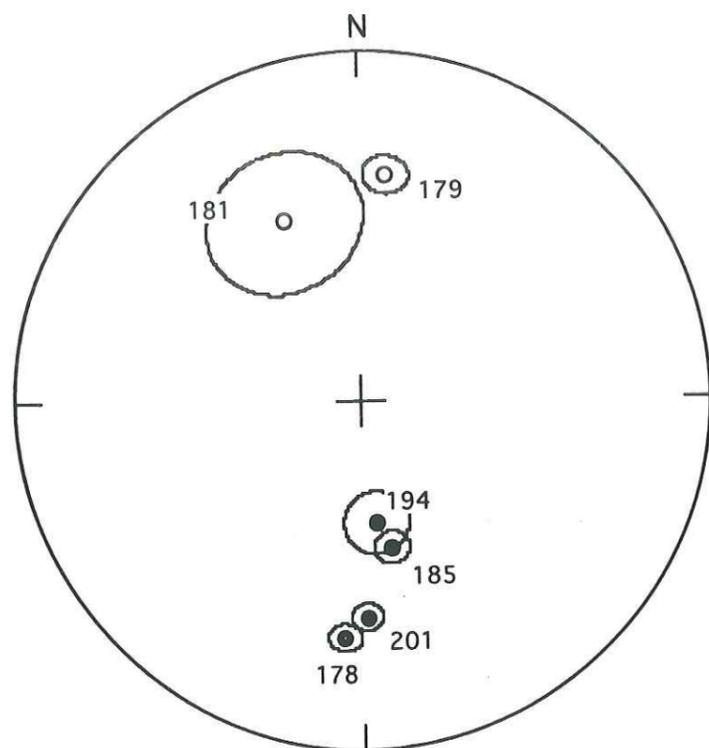


Figure VI-8: Projection à égales surfaces des directions paléomagnétiques de la formation Moquegua supérieur (sites 178, 179 et 201) et de la formation Tacaza (sites 181, 185 et 194) dans le sud du Pérou. (Mêmes conventions que précédemment).

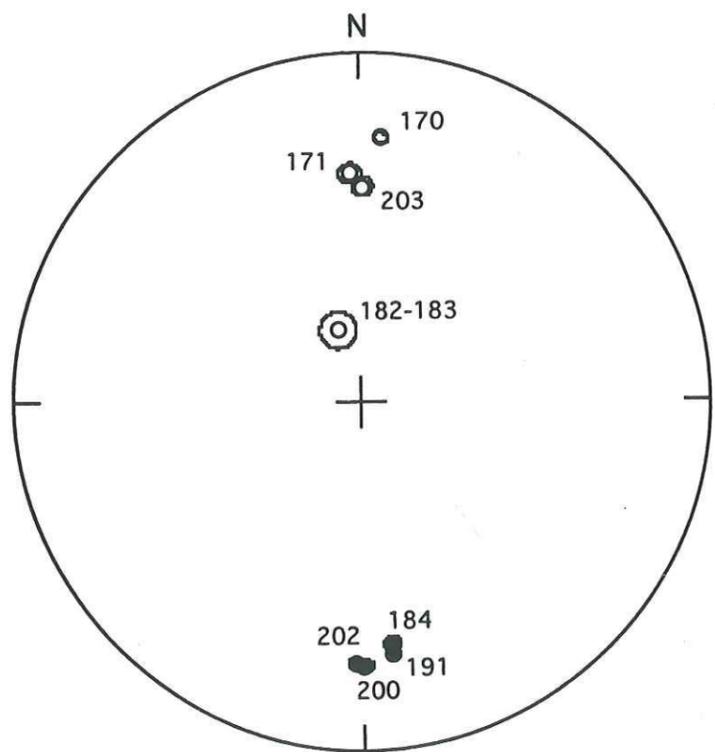


Figure VI-9: Projection à égales surfaces des vecteurs paléomagnétiques correspondants aux sites des formations Sillar d'Arequipa (184 et 191), Chuntacala (170 et 171), "Ignimbrites V2" (200, 202 et 203) et du volcan Chachani (site 182-183). Ce dernier présente une inclinaison trop grande et a été écarté de la statistique (voir texte). Mêmes conventions que précédemment.

Ensembles, les directions de ces six sites oligo-miocènes définissent une direction moyenne de coordonnées :

$$n/N=6/6 \quad D=-4.2^\circ \quad I=-44.7^\circ \quad k=33 \quad \alpha_{95}=11.8^\circ$$

Les directions paléomagnétiques caractéristiques obtenues pour les différents sites des formations Sillar d'Arequipa, Chuntacala et "Ignimbrites V2", datées du Miocène supérieur au Pliocène, sont remarquablement voisines (Fig. VI-9). Les directions obtenues sur les coulées très récentes du volcan Chachani (sites PE182-183) d'âge pléistocène, présentent des inclinaisons anormalement fortes, de l'ordre de 70° (peut-être liées à un basculement), et s'écartent au contraire significativement du groupement des directions précédentes. Par conséquent nous n'avons pris en compte que les données des sites mio-pliocènes qui se répartissent en deux groupements antipodaux et déterminent une direction moyenne de coordonnées :

$$n/N=7/8 \quad D=-1.3^\circ \quad I=-30^\circ \quad k=160 \quad \alpha_{95}=4.8^\circ$$

Cette direction est très proche de la direction attendue actuellement dans cette région et peu différente de celle obtenue pour les autres sites oligo-miocènes. Il nous a paru par conséquent raisonnable de calculer une direction moyenne pour l'ensemble des données oligocènes à pliocènes du sud du Pérou. Celle-ci est définie par:

$$n/N=13/14 \quad D=-2.5^\circ \quad I=-36.6^\circ \quad k=40 \quad \alpha_{95}=6.6^\circ$$

La très faible déviation de la déclinaison par rapport à la direction N-S ainsi que l'incertitude associée au pôle de référence du Miocène moyen utilisé indiquent que ni la rotation ni la dérive en latitude calculées à partir de ces données ne sont statistiquement significatives :

$$R=3.8^\circ \pm 10.8^\circ \quad F=0.2^\circ \pm 13.1^\circ$$

IV - Interprétation géodynamique des données.

1) - Confrontation des données paléomagnétiques crétacées du centre et du sud du Pérou : rôle de la déflexion d'Abancay.

Les structures andines entre les régions centrales et méridionales du Pérou sont déviées par la déflexion d'Abancay (ou déflexion de Pisco-Abancay, Fig. VI-10). Cette déflexion, certes mineure par rapport à celles de Huancabamba ou d'Arica, dévie néanmoins de quelques 25° l'orientation cartographique des structures andines entre le centre et le sud du Pérou. La déviation locale des structures, qui deviennent E-W au niveau même de la déflexion, se serait produite entre l'Eocène supérieur et le Miocène terminal (Marocco in Dalmayrac et al., 1977; Marocco, 1978), c'est-à-dire bien après le Crétacé supérieur. Si donc la déflexion d'Abancay avait eu pour origine des rotations différentielles au nord et au sud, celles-ci auraient dû être enregistrées par les formations d'âge crétacé.

Or, nous avons montré l'excellent accord qui existe entre les données crétacées du centre du Pérou et celles d'âge crétacé-paléocène du sud du Pérou, la différence n'étant pas statistiquement significative :

$$R(\text{centre}) = -18.5^\circ \pm 6^\circ$$

$$R(\text{sud}) = -23.3^\circ \pm 7.4^\circ$$

Il paraît donc clair que l'écart angulaire actuel entre l'orientation des structures andines de part et d'autre de la déflexion d'Abancay n'est pas le fruit d'une rotation relative entre le centre et le sud du Pérou après le Crétacé. Il faut, comme pour la déflexion de Cajamarca dans le nord du Pérou (Mitouard, 1991), faire appel à un mécanisme non rotationnel pour expliquer la différence dans l'orientation des structures andines entre le centre et le sud du Pérou. Des mécanismes rotationnels peuvent par contre intervenir au niveau de la déflexion elle-même qui est le siège de nombreux décrochements. Le mécanisme permettant de créer sans rotation des structures défléchies peut être une reprise au moment du cycle andin de structures plus anciennes (hercyniennes?) déjà elles-mêmes défléchies. Quoiqu'il en soit, l'examen des données paléomagnétiques crétacées indique qu'il n'existe aucune raison à priori d'envisager une évolution géodynamique régionale post-Crétacé différente pour le centre et le sud du Pérou.

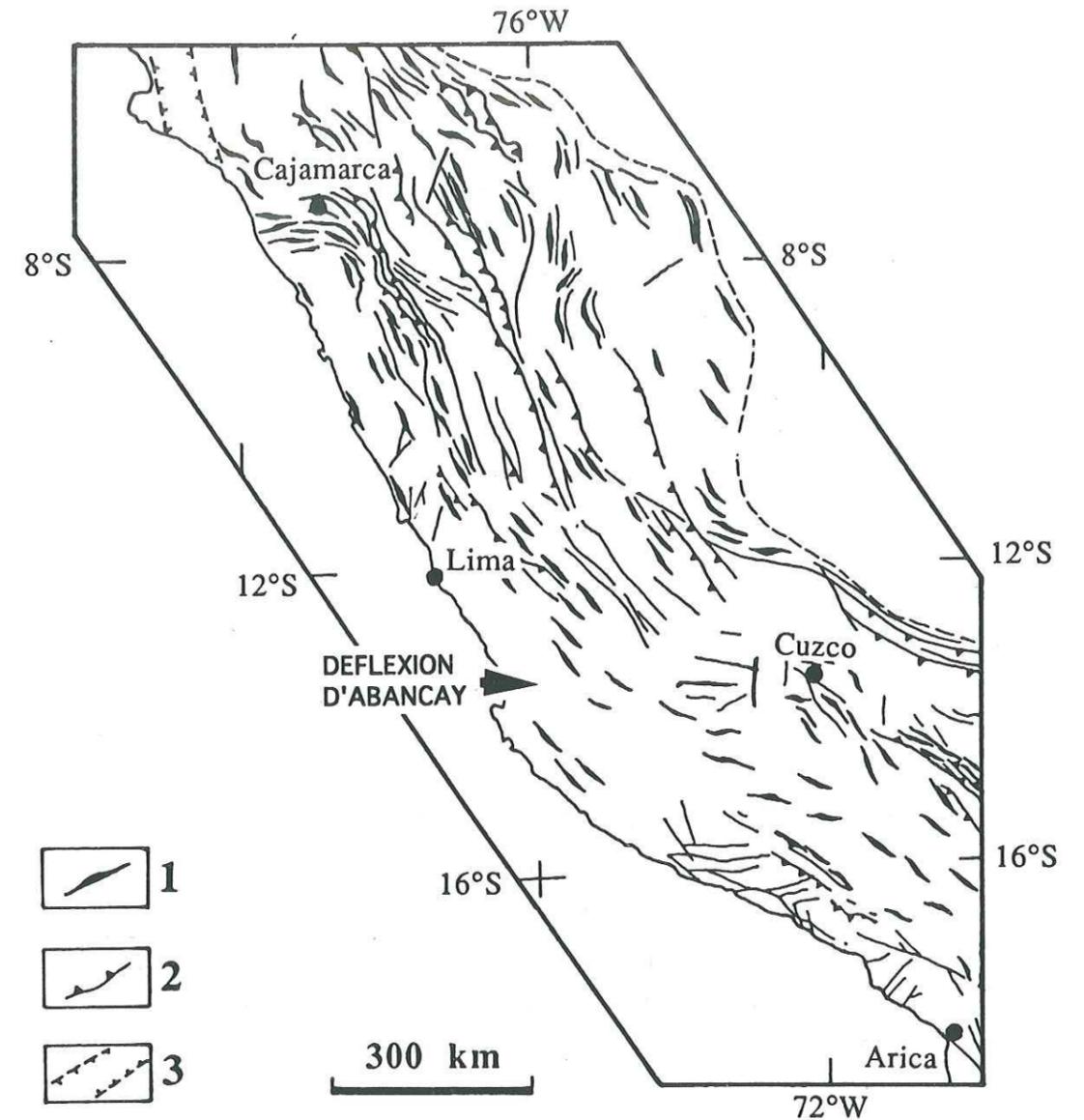


Figure VI-10: Localisation de la déflexion d'Abancay sur le schéma structural des Andes péruviennes dressé par Mégard (1987a).

1: axes des plis majeurs; 2: chevauchements principaux; 3: graben.

2) - Confrontation des données paléomagnétiques cénozoïques du centre et du sud du Pérou : le problème du synchronisme des données.

Les données paléomagnétiques que nous avons obtenues pour la période cénozoïque ne couvrent pas les mêmes tranches d'âges dans le centre et dans le sud du Pérou. En effet, pour le sud du Pérou, la période comprise entre le Paléocène et l'Oligocène supérieur n'est pratiquement pas documentée du point de vue paléomagnétique. Or, dans cette région, nous avons observé une rotation des formations paléocènes alors qu'aucune rotation significative n'a été mesurée sur les formations oligocènes. Ce "vide éocène" est donc très gênant puisqu'il ne permet pas de reconstituer avec précision le déroulement de la rotation entre le Paléocène et l'Oligocène. Dans le centre du Pérou au contraire, c'est la période comprise entre l'Eocène et le Miocène moyen qui est la mieux documentée par nos données cénozoïques. Ceci nous a permis de montrer que la rotation est significative jusqu'à environ le Miocène inférieur.

L'achèvement (ou la non-détection) de la rotation de la marge péruvienne semble par conséquent plus précoce dans le sud du Pérou que dans le centre. Deux interprétations peuvent être proposées en réponse à ce problème. La première consiste à envisager une évolution géodynamique différente avec une cinématique de rotation différente pour le centre et pour le sud du Pérou. La seconde consiste à adopter la même cinématique pour ces deux régions mais par contre à prendre en considération les incertitudes associées tant aux rotations mesurées qu'aux âges qui leurs sont attribués.

La première interprétation conduit à envisager que la rotation continue de se dérouler dans le centre du Pérou alors qu'elle ne fonctionne plus dans le sud. Cette hypothèse implique obligatoirement la nécessité d'un découplage entre ces deux régions. La seule discontinuité qui existe entre le centre et le sud du Pérou et qui ait l'ampleur nécessaire pour pouvoir jouer ce rôle de découplage est la déflexion d'Abancay. Le fonctionnement d'une rotation antihoraire au nord de la déflexion d'Abancay alors que la marge péruvienne reste fixe au sud, implique que la convexité de cette déflexion ait été, avant la rotation, plus accentuée qu'actuellement. Cette hypothèse paraît contraire aux interprétations structurales proposées jusqu'à présent pour la formation de la déflexion d'Abancay (Marocco in Dalmayrac et al., 1977; Marocco, 1978). De plus, nous avons vu précédemment qu'il n'existe pas de différence significative dans les rotations enregistrées par les séries crétacées de part et d'autre de cette déflexion, en tout cas aucune différence

qui permette d'envisager une convexité plus accentuée que l'actuelle. Par conséquent, il paraît peu probable que le déroulement temporel de la rotation de la marge péruvienne ait été différent dans le centre et dans le sud du Pérou.

La deuxième interprétation proposée suggère que le diachronisme apparent entre les rotations détectées dans le centre et le sud du Pérou puisse être attribué à la sous-estimation ou la non prise en considération des incertitudes associées aux rotations comme aux âges des séries étudiées. Nous avons donc reporté sur un même diagramme, avec leurs barres d'erreurs respectives, les rotations mesurées sur les différentes formations du centre et du sud du Pérou en fonction des âges qui leurs sont attribués (Fig. VI-11). Nous n'avons pris en considération que la tranche d'âge s'étendant du Crétacé à l'Actuel pour laquelle nous avons apporté des données nouvelles. Chaque point sur ce diagramme représente, comme dans le début de ce chapitre, une moyenne des données obtenues dans un même secteur géographique pour une même tranche d'âge et pour un même type lithologique (sédiments, intrusifs, séries volcaniques). Cette répartition permet en quelques sortes de rééquilibrer le poids de nos données par rapport aux données de la littérature qui sont généralement définies à partir d'un nombre de sites et d'échantillons beaucoup plus restreint. On constate sur la figure VI-11 qu'en considérant une évolution géodynamique commune pour le centre et le sud du Pérou, celle-ci est caractérisée par une rotation qui semble s'être déroulée de manière progressive au cours du Cénozoïque. Il existe en fait une bonne compatibilité entre les données du centre et du sud compte tenu de la dispersion des mesures. Cette homogénéité s'étendant à l'ensemble de la marge péruvienne, nous avons reporté sur un diagramme du même type que précédemment l'ensemble des données acquises du nord au sud du Pérou par le groupe du CFR et par d'autres auteurs (Tableaux VI-A et VI-B; Fig. VI-12). On obtient alors l'image d'une rotation qui semble avoir un déroulement aussi progressif et qui semble s'achever au Miocène supérieur. On constate également l'absence de rotation durant la période crétacée. On remarquera la déviation importante de la rotation déduite de la direction obtenue dans le Sud du Pérou par Roperch et Carlier (1992) sur les quatre sites qu'ils ont échantillonnés dans les intrusifs crétacés de la région d'Arequipa. Cette rotation est significativement plus élevée que celles que nous avons obtenues pour le Crétacé de la même région. Signalons cependant que pour deux de leurs sites, Roperch et Carlier ont obtenu des directions paléomagnétiques pratiquement identiques à celles que nous avons obtenues pour nos trois sites d'intrusifs, situés à proximité immédiate du secteur qu'ils ont échantillonné, et qui par ailleurs sont cohérentes avec l'ensemble des

TABLEAU VI-B. Données paléomagnétiques recalculées d'après les études paléomagnétiques réalisées sur la marge péruvienne et sur l'extrême nord de la marge chilienne (au nord de la déflexion d'Arica).

N°	Auteur	Formation	âge* (Ma)	Δâge (Ma)	R±ΔR (°)	F±ΔF (°)
<u>Données crétacées</u>						
1	Mitouard et al. (1992)	Pariatambo, Chulec, Yumagual	99	8	-26±6.1	8±8
2	Heki et al. (1984)	Coastal volcanics	101	6	-12.9±5	1±7.4
3	May & Butler (1985)	Puente Piedra	90	10	-7.6±4.8	1.3±6.7
4	Roperch & Carlier (1992)	Chala (coulées basaltiques)	80	5	-25.9±5.4	-9.1±6.6
5		intrusifs Arequipa	103	2	-51.4±18.3	11.2±13.2
6		intrusifs Ilo	80	5	-19.9±9.5	2.6±8.5
7		intrusifs La Yarada	80	5	-20.2±7.1	0.2±7.0
8	Heki et al. (1985b)	dykes d'Arica	98	32	-9.7±4	13.2±4
9		Atajaña	112	17	-12.1±4	-2.8±4.4
<u>Données cénozoïques</u>						
10	Mitouard et al. (1990)	Llama, Huambos et intrusifs.	44.5	9.5	-19±7.6	1.6±11.6
11	Tsunakawa et al. (1987)	Pisco, Changuillo et Paracas.	20	18	1±9.5	-4.8±12.1
12		andésites et shoshonites Puno.	5.5	0.5	-5.4±15.6	-8.2±16.2

N°: numéro reporté sur la figure VI-12; âge*: âge de l'acquisition de l'aimantation, et Δâge: incertitude sur l'âge; R±ΔR et F±Δ: amplitude de la rotation (R) et du "flattening" (F) avec leurs incertitudes respectives.

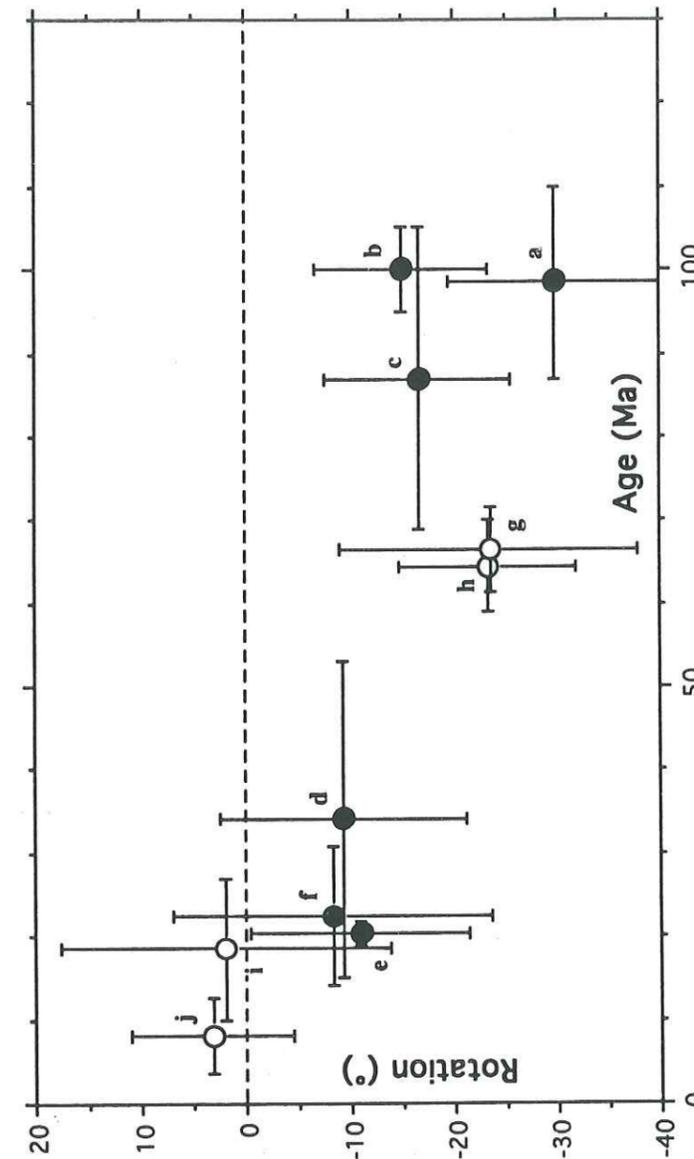


Figure VI-11: Rotations moyennes calculées à partir des données paléomagnétiques, pour les différentes formations du centre du Pérou (ronds noirs) et du sud du Pérou (ronds blancs). On peut observer, compte tenu de la dispersion des mesures, une bonne compatibilité entre les données du centre et du sud. Les données crétacées montrent une rotation antihoraire cohérente proche à 20° laquelle vraisemblablement se déroule pendant le Cénozoïque. Les lettres se réfèrent aux données du tableau synthétique VI-A. Les barres indiquent les marges d'erreur dans l'estimation de l'âge de l'acquisition de l'aimantation et dans le calcul de la rotation.

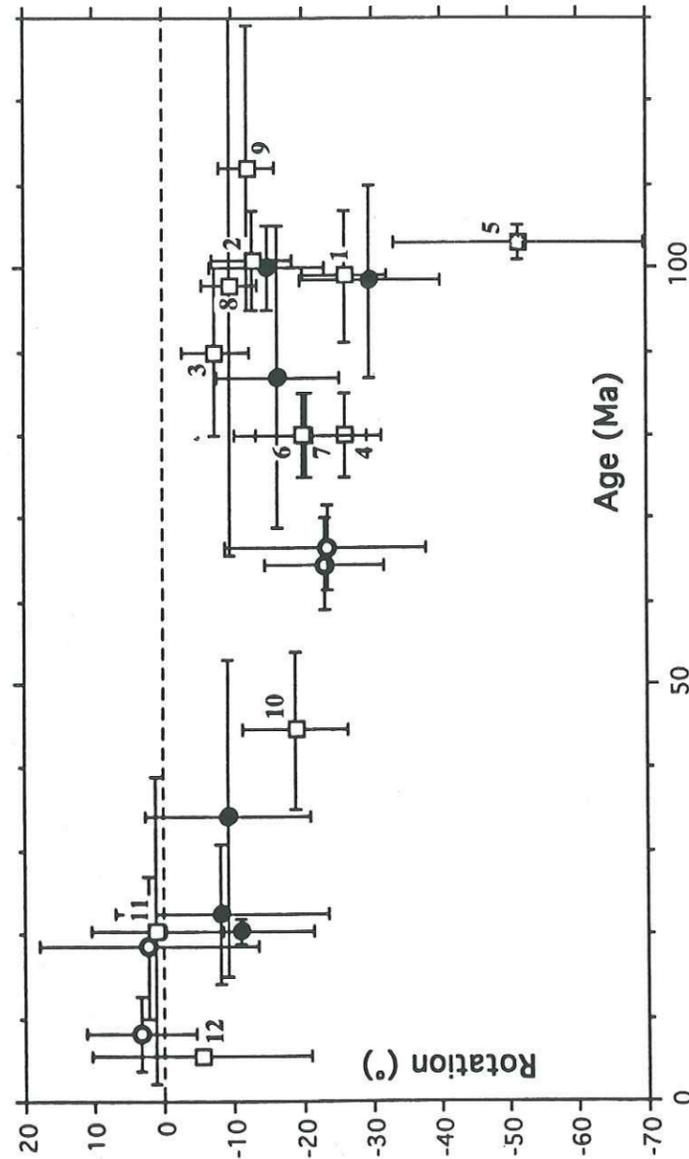


Figure VI-12: Rotations moyennes crétacées et cénozoïques obtenues pour l'ensemble de la marge des Andes Centrales au nord de la déflexion d'Arica. Mis à part l'importante rotation correspondant à la donnée 5 qui probablement traduit un problème tectonique local (voir texte), on constate l'absence de rotation durant le Crétacé. On observe également le déroulement progressif de la rotation antihoraire ($\sim 20^\circ$) qui semble débuter au Paléocène pour s'achever au Miocène supérieur. Les ronds noirs et blancs représentent nos résultats (tableau VI-A et Fig. VI-11), les figurés carrés représentent ceux correspondant aux différents études antérieures (tableau VI-B). Les barres indiquent les marges d'erreur dans l'estimation de l'âge de l'acquisition de l'aimantation et dans le calcul de la rotation.

directions crétacées que nous avons obtenues dans le sud comme dans le centre du Pérou. Par contre, ils ont obtenu pour leurs deux sites crétacés restants des directions qui accusent des déclinaisons davantage déviées vers l'Ouest. La prise en compte de ces directions dans le calcul de la direction moyenne crétacée qu'ils proposent est à l'origine de l'amplitude importante de la rotation qui en est déduite et aussi de la dimension importante de la marge d'incertitude qui lui est associée. A la lumière des résultats beaucoup plus complets obtenus ici, nous pensons, comme les auteurs, que ces deux directions anormales ne reflètent qu'un problème tectonique local.

3) - La rotation de la marge péruvienne et ses relations avec le soulèvement des Andes Centrales.

Il nous semble correct d'après nos données et celles de la littérature, d'envisager une évolution géodynamique commune pour l'ensemble de la marge péruvienne au moins jusqu'au Paléocène. Nous avons donc calculé une rotation moyenne pour cette marge à partir des données crétacées et paléocènes, figurant dans les tableaux VI-A et VI-B et reportées sur la figure VI-12, à l'exception de la rotation obtenue par Roperch & Carlier (1992) sur les intrusifs crétacés de la région d'Arequipa, laquelle s'écarte notablement des autres rotations obtenues par ailleurs sur les formations crétacées du Pérou. Cette rotation est déterminée au moyen d'une statistique de Fisher appliquée aux paramètres de rotation R et de "flattening" F correspondant à chacune de ces données (dans ce calcul, les R et F sont alors traités exactement comme des déclinaisons et inclinaisons). L'amplitude moyenne de la rotation antihoraire post-paléocène ainsi obtenue pour la marge péruvienne est alors de $-18.7^\circ \pm 4.4^\circ$. D'autre part, sur la même figure VI-12 il semble que la rotation ait réellement débuté à partir de l'Eocène supérieur ($\sim 35-40$ Ma), ou peut être plus récemment. Cette observation se base principalement sur les données du Paléocène supérieur et l'Eocène supérieur de la région de Cajamarca, c'est-à-dire sur les données acquises dans cette région postérieurement à la création des plis affectant les séries mésozoïques impliquées dans la déflexion de Cajamarca. Or, c'est à partir de l'Eocène supérieur que se produisent les principales phases compressives ayant conduit à la surrection des Andes Centrales, ce qui s'accorderait bien avec les données paléomagnétiques. En effet, en dehors de la phase péruvienne datée du Santonien, qui est surtout exprimée par des plissements et décrochements dans la partie est des hauts-plateaux du centre du Pérou et dans le sud du Pérou au niveau de la Cordillère Occidentale, ce sont

essentiellement les phases de l'Eocène supérieur (incaïque), de l'Oligocène supérieur, du Miocène inférieur, moyen et supérieur (phases Quechua 1, 2 et 3) et de la limite Plio-Quaternaire qui sont responsables des principales déformations compressives reconnues dans les Andes Centrales péruviennes, boliviennes et nord-chiliennes (Mégard, 1984; Mégard et al., 1984; Sébrier et al., 1988; Sébrier & Soler, 1991). Ces différentes phases sont plus ou moins bien exprimées selon les différents secteurs de la chaîne mais coïncident en général assez bien avec les périodes d'accélération de la convergence entre la plaque Nazca et le craton sud-américain surtout pour les phases incaïque et Quechua (Pilger, 1983, 1984, Pardo-Casas & Molnar, 1987; Soler & Bonhomme, 1990; Soler, 1991). Les directions de raccourcissements sont également grossièrement parallèles à la direction de la convergence.

D'après l'examen des paléotopographies de la zone côtière et du piémont pacifique dans le sud du Pérou, Sébrier (1979, 1984), Tosdal et al. (1984), et Sébrier et al. (1988) ont montré que les hautes topographies des Andes Centrales s'étaient formées à peu près entre 26 et 6 Ma c'est-à-dire à partir de l'Oligocène supérieur et pendant toute la durée du Miocène. Cette période correspond également à l'intensification de l'activité magmatique (Soler & Bonhomme, 1990; Soler, 1991) et à la multiplication des pulsations tectoniques. L'altitude actuelle de la chaîne aurait été déjà pratiquement atteinte à la limite Mio-Pliocène. Il faut rappeler cependant les critiques formulées par England & Molnar (1990) et Molnar & England (1990) concernant les évaluations de vitesses de soulèvements effectuées sur la base des considérations morphologiques et des données géothermométriques et géobarométriques telles que les traces de fission. En effet, des vitesses de soulèvement ont été avancées à partir de datations de terrasses successives (Rutland et al., 1965) qui représentent en fait des vitesses de dénudation ou d'érosion, ou à partir de datations de plutons par traces de fission (Benjamin et al., 1987), qui représentent en fait des vitesses d'exhumation sans relation évidente avec la vitesse du soulèvement tectonique et pouvant avoir d'autres causes (climatiques par exemple).

4) - Rapide aperçu sur les données paléomagnétiques des Andes Centrales boliviennes et chiliennes et sur leur accord avec les prédictions du modèle Isacks.

Pour ce qui concerne la partie des Andes Centrales située au sud de la déflexion d'Arica (marge chilienne) le nombre des données paléomagnétiques crétacées à cénozoïques est relativement restreint. Nous avons reporté dans un

TABLEAU VI-C. Données paléomagnétiques recalculées d'après les études paléomagnétiques réalisées sur les Andes Centrales chiliennes et boliviennes, au sud de la déflexion d'Arica ou au niveau même de celles-ci.

N°	Auteur	Formation	âge* (Ma)	Δâge (Ma)	R±ΔR (°)	F±ΔF (°)
<u>Données crétacées</u>						
13	Turner et al. (1984)	El Coloso	112	17	23.8±6.9	0.1±6.0
14	Tanaka et al. (1988)	El Way, El Coloso	112	17	11.9±6.2	-11.0±6.0
15	Hartley et al. (1988)	La Negra, El Way, El Coloso et intrusifs granodioritiques	112	17	31.2±7.6	-1.2±6.6
16	Palmer et al. (1980b)	Arqueros, Quebrada Marquesa et Viñita	103	17	12.9±5.3	4.8±4.0
17	Beck et al. (1990)	volcaniques et volcanogéniques	104	21	13.8±5.4	3.9±3.8
18	Beck et al. (1986)	tufs San Fernando (Santiago)	101	6	27.6±8.7	7.1±5.8
<u>Données cénozoïques</u>						
19	MacFadden et al.	Salla beds.	24	2	-0.6±10.3	-0.6±12.5
20	(1985, 1990)	sédiments fluviatiles de Micaña,	5	2	-0.4±8.2	-8.4±10.4
21		Quebrada Honda et Rosario.	12.4	0.4	23.8±10	-4.0±10.7

N°: numéro reporté sur la figure VI-13; âge*: âge de l'acquisition de l'aimantation, et Δâge : incertitude sur l'âge; R±ΔR et F±ΔF : amplitude de la rotation et du "flattening" avec leurs incertitudes respectives.

diagramme semblable à celui de la Fig. VI-12 les données paléomagnétiques concernant les Andes boliviennes et chiliennes, que nous avons jugé fiables (voir discussion sur ce point au Chap. II) traduites en termes de rotation en fonction de l'âge avec leurs incertitudes correspondantes (Tableau VI-C; Fig. VI-13). Ces rotations sont positives puisque, rappelons-le, elles sont toutes de sens horaire. On remarque alors immédiatement l'importante lacune qui existe au niveau des données des Andes Centrales boliviennes et chiliennes pour toute la période s'étendant du Crétacé supérieur à l'Oligocène terminal. On observe également que deux des données néogènes n'indiquent pas de rotation. Il s'agit en fait des données obtenues par MacFadden et al. (1985, 1990) au niveau même de la déflexion d'Arica, c'est-à-dire dans un secteur de transition. Bien que le style tectonique du rameau chilien des Andes Centrales soit encore mal connu, nous avons néanmoins calculé une rotation moyenne pour les données d'âge crétacé de cette partie de la chaîne en utilisant la même méthode que précédemment. La rotation horaire ainsi déterminée ($R=20.2^\circ \pm 8.7^\circ$) s'avère pratiquement identique à celle obtenue pour le segment péruvien (moins de deux degrés de différence), avec cependant une incertitude deux fois plus importante qui reflète à la fois la forte dispersion des données et le faible nombre de ces dernières. En dépit de ces

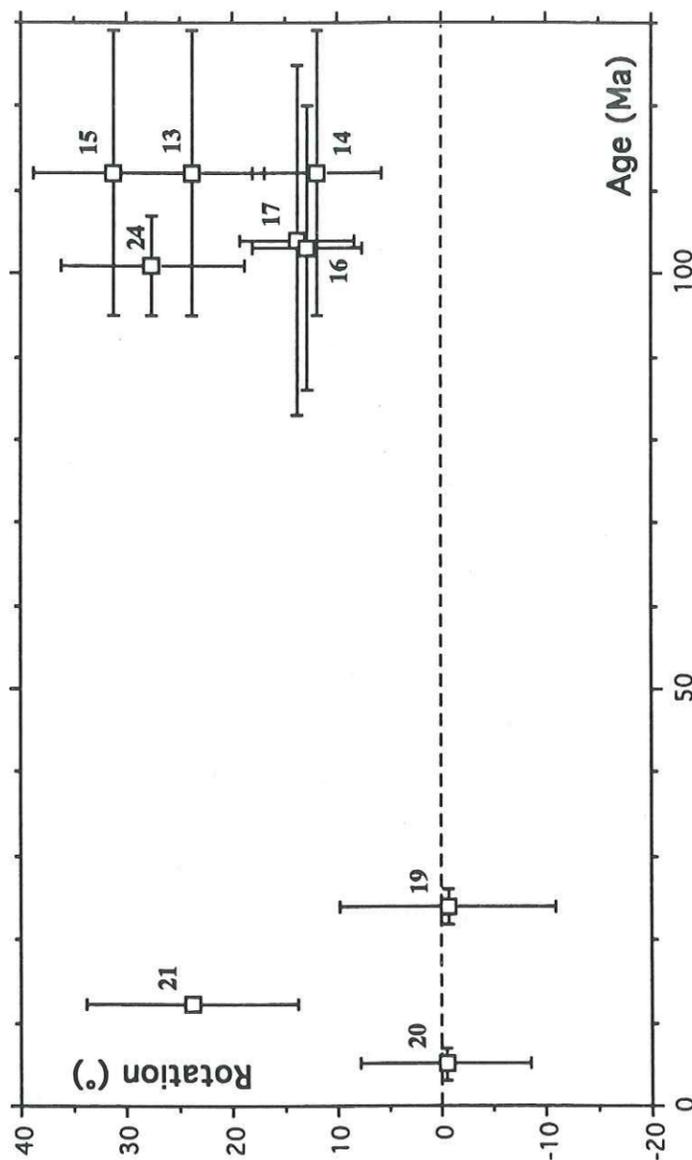


Figure VI-13: Rotations moyennes crétacées et cénozoïques obtenues pour les Andes Centrales chiliennes et boliviennes à proximité et au sud de la déflexion d'Arica (tableau VI-C). Ce diagramme contraste avec celui de la figure VI-12, d'abord par le sens horaire des rotations (à l'exception des données 7 et 8, lesquelles correspondent à la zone même de la déflexion), mais aussi par le nombre restreint des données et leur grande dispersion. Les barres d'erreur indiquent l'incertitude dans l'estimation de l'âge de l'acquisition de l'aimantation et dans le calcul de la rotation.

différences mineures, on peut considérer que les rotations qui ont affectés les Andes Centrales péruviennes et les Andes Centrales nord chiliennes depuis le Crétacé sont pratiquement symétriques et totalisent l'une comme l'autre une amplitude moyenne de 19° . On remarquera aussi qu'il existe un bon accord entre les données crétacées et l'unique donnée du Miocène moyen-supérieur obtenue par MacFadden et al. (1990) au sud de la déflexion d'Arica, qui indique une rotation d'ampleur comparable. Il n'est cependant pas raisonnable à partir de ce résultat cénozoïque fiable mais unique au sud d'Arica de proposer une quelconque interprétation géodynamique pour les Andes Centrales sud-boliviennes et chiliennes. On notera simplement la bonne cohérence des rotations mesurées au nord comme au sud de la déflexion d'Arica avec le modèle de courbure oroclinale proposé par Isacks (1988). Cette cohérence on peut aussi l'observer sur la figure VI-14 où nous avons intégré nos résultats, ainsi que ceux des travaux récents, dans le schéma des rotations attendues le long de la cordillère dans l'hypothèse du modèle d'Isacks (modèles "1" et "2" d'Isacks (1988)). En dépit de la dispersion générale des données, surtout au sud de la déflexion d'Arica, on remarque que celles-ci s'accordent assez bien avec la courbe du modèle "2" si on se limite aux données crétacées à paléogènes. Les données néogènes, bien que semblant se rapprocher au contraire de la courbe du modèle "1", ne devraient en réalité pas être prises en compte dans le modèle puisqu'elles représentent un stade déjà avancé de la rotation.

On remarquera toutefois que les données paléomagnétiques crétacées à paléogènes tendent à montrer une symétrie des rotations de part et d'autre de la déflexion d'Arica (Fig. VI-14 et VI-15) alors que le modèle d'Isacks prédit des rotations plus faibles au sud de la déflexion qu'au nord. On observe au contraire des rotations avec une amplitude moyenne légèrement plus forte au niveau du rameau andin nord-chilien. Les rotations mesurées par le paléomagnétisme tendraient à placer les pôles de rotation des marges péruvienne et chilienne à peu près à égale distance de la déflexion, ce que ne fait pas le modèle d'Isacks. Ce léger désaccord entre les données paléomagnétiques et le modèle tectonique pourrait s'expliquer par le choix des pôles de référence sud américains que nous avons discutés au début de ce mémoire. Si en effet nous avons retenu le pôle moyen crétacé suggéré par Beck, les rotations horaires calculées en utilisant ce pôle auraient été un peu plus faibles et en contrepartie les rotations antihoraires auraient été un peu plus élevées, sans toutefois atteindre la différence proche de 15° prédite par le modèle d'Isacks. Il n'est cependant pas possible de privilégier un pôle de référence paléomagnétique simplement parce qu'il s'accorde mieux avec

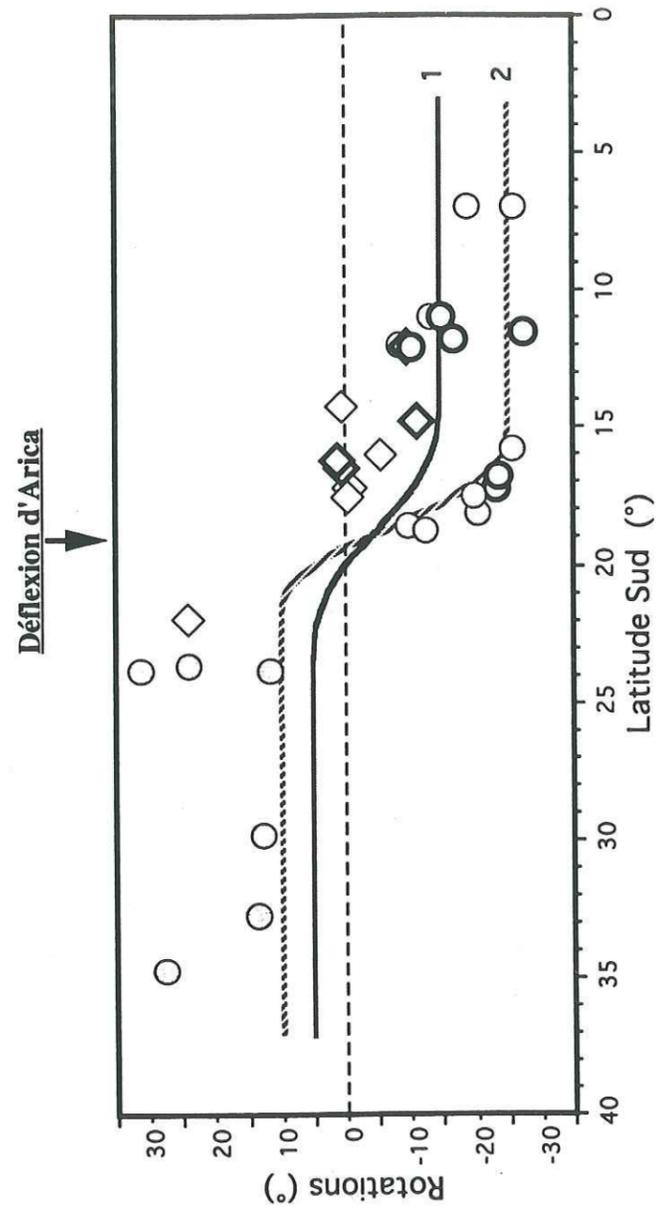


Figure VI-14: Amplitude des rotations attendues le long de la chaîne andine, selon les deux modèles (1 et 2) de raccourcissement proposés par Isacks (1988). On observe en général une importante dispersion des données, surtout au niveau de la branche sud de la déflexion. Cependant, les données crétacées à paléogènes (figurés ronds) s'accordent assez bien avec la courbe du modèle 2. Les données néogènes (figurés en losange), quant à elles, s'avèrent assez dispersées avec néanmoins un léger rapprochement vers la courbe 1. Toutefois, elles ne doivent pas être considérées dans le modèle du fait qu'elles correspondent à un stade déjà avancé de la rotation. Les figurés avec des traits épais correspondent à nos données (Tableau VI-A); les autres figurés correspondent aux données de la littérature (Tableaux VI-B et VI-C) recalculées en fonction des pôles de référence discutés au début de ce mémoire.

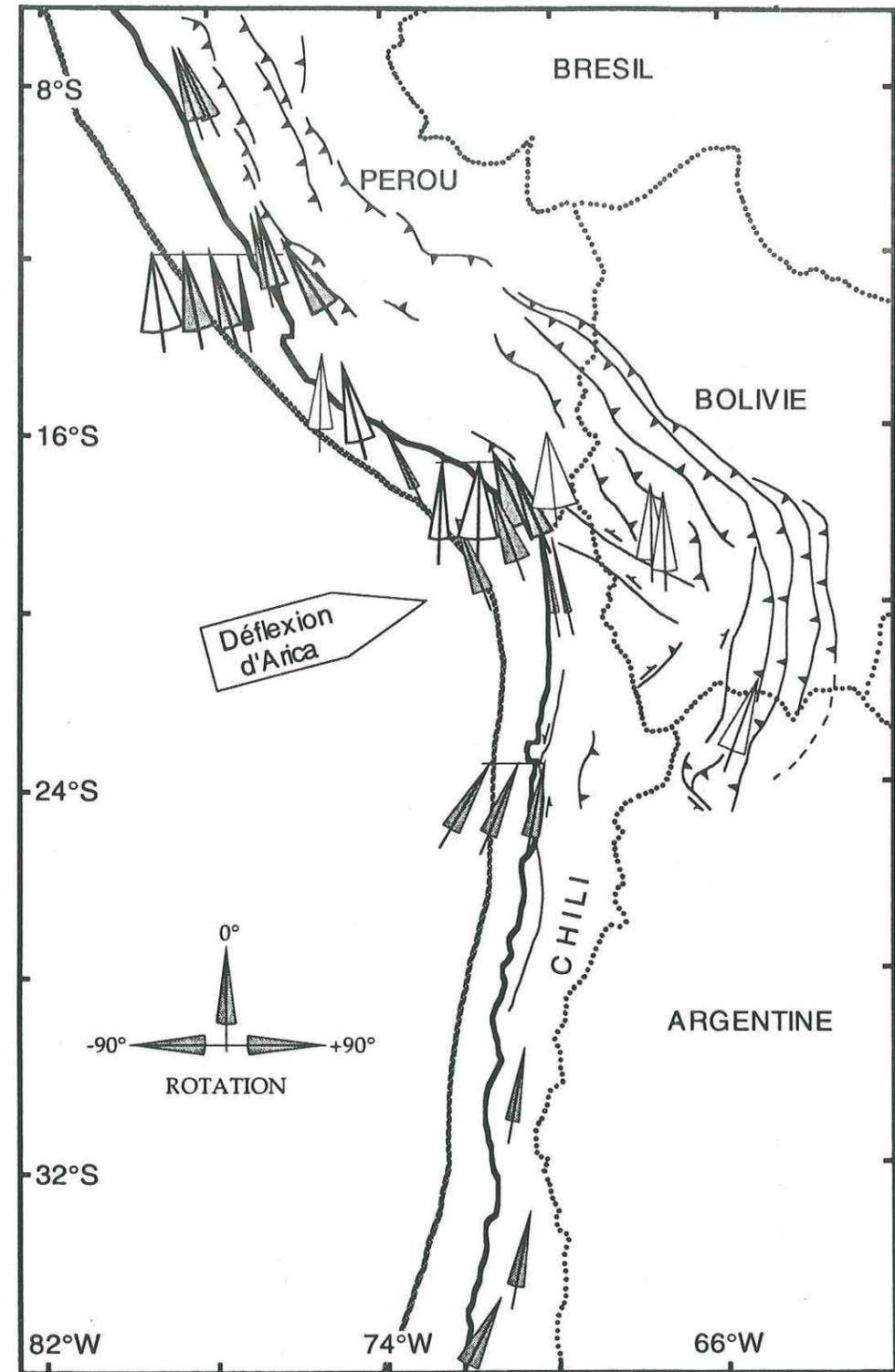


Figure VI-15: Rotations (avec leurs erreurs associés) déduites des données paléomagnétiques obtenues dans les Andes Centrales. Les rotations sont de signes contraires au nord et au sud de la déflexion d'Arica. Les données crétacées à paléogènes (figurés grisés) ont une amplitude d'environ 20° , et ont une tendance à se montrer symétriques de part et d'autre de la déflexion. Par contre, les données néogènes (figurés blancs) ont été pratiquement toutes obtenues au nord de la déflexion, et apparaissent assez dispersées en amplitude. La seule donnée néogène qui montre une rotation horaire (24°) provient du sud de la Bolivie. Les figurés dessinés avec des traits épais correspondent à nos données. Le trait épais discontinu correspond à la fosse océanique. La zone grisée montre la partie de la Cordillère Andine située à une altitude supérieure à 3000 m (Isacks, 1988; Mapa Físico-Político del Perú, 1985). Le schéma structural a été simplifié et retracé d'après Mourier (1988), Sempere et al. (1990b) et Scheuber & Andriessen (1990).

un modèle déjà existant. Il conviendrait au contraire de modifier le modèle (notamment les pôles de rotation choisis par Isacks) afin qu'il satisfasse l'ensemble des données tant tectoniques que paléomagnétiques. Il conviendrait en particulier qu'il prenne en compte le système diffus de décrochements, tel que le système de failles d'Atacama (Hervé, 1987a,b; Naranjo, 1987; Scheuber & Andriessen, 1990; Armijo & Thiele, 1990), qui a pu interférer avec la rotation d'ensemble de la marge chilienne.

5) - Amplitude des raccourcissements attendus au niveau de la déflexion d'Arica en fonction de la rotation mesurée.

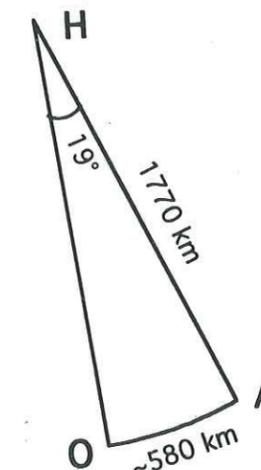
Il est facile d'évaluer l'ordre de grandeur des raccourcissements attendus à la latitude d'Arica en plaçant le pôle de la rotation d'ensemble de la marge péruvienne au niveau de Huancabamba, qui représente la zone charnière entre les Andes Septentrionales et les Andes Centrales. A partir de la rotation antihoraire moyenne obtenue ($-18.7^\circ \pm 4.4^\circ$) et en considérant en première approximation la marge péruvienne comme un bloc parfaitement rigide (ce qui n'est vraisemblablement pas le cas), on déduit une amplitude de raccourcissements de 567 ± 128 km au niveau d'Arica. Cette valeur est proche de celle de 530 km figurant dans Macedo-Sánchez et al. (1992a) et calculée en considérant une rotation moyenne approximative de $15-20^\circ$ déduite de nos seules données disponibles à l'époque. Si de plus on considère des mécanismes de rotation similaires pour la marge péruvienne et pour la marge nord-chilienne, avec des rotations post-crétacées symétriques de 19° , on arrive à une amplitude de raccourcissements d'environ 580 km à la latitude d'Arica (Fig. VI-16).

Des raccourcissements compris seulement entre 100 et 250 Km ont été estimés au niveau du domaine subandin bolivien par des études gravimétriques (Lyon-Caen et al., 1985) ou par la construction de coupes équilibrées (Roeder, 1988; Sheffels, 1988; 1990; Baby et al., 1992). Il existe donc une différence importante entre les raccourcissements effectivement mesurés et ceux, théoriques, déduits des données paléomagnétiques. Par conséquent, il faut considérer soit que les raccourcissements déduits du paléomagnétisme sont surestimés, soit que les raccourcissements effectivement mesurés sont sous-estimés par rapport aux raccourcissements mis en jeu réellement au niveau des Andes Centrales. C'est probablement sur ce dernier point qu'il convient, à notre avis, de rechercher l'explication de cette différence. En effet, les raccourcissements estimés ou directement mesurés ne représentent toujours qu'un minimum car ils ne

prennent jamais en compte les déformations compressives qui interviennent au niveau de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale et qui constituent vraisemblablement une fraction importante des raccourcissements développés dans les Andes Centrales (Roeder, 1988; Sempere, 1990a, 1990b). Ainsi, le raccourcissement maximum de 580 km calculé à partir des données paléomagnétiques, pourrait fort bien correspondre à l'ordre de grandeur des raccourcissements effectivement mis en jeu dans le soulèvement des Andes Centrales. Si de plus on considère un modèle tel que celui de la "subduction continentale" proposé par Bourgois & Janjou (1981), dans lequel il est suggéré qu'une partie du socle brésilien s'engouffre ("subducte") sous les Andes Centrales, ou encore un modèle tel que celui de Suárez et al. (1983) dans lequel le socle brésilien est affecté par un important écaillage sur sa bordure occidentale, on arrive à créer des raccourcissements d'ampleur considérable et qui restent tout à fait cohérents avec un modèle de type Isacks.

Nous voyons également qu'il n'est pas nécessaire de faire appel à des apports magmatiques importants pour expliquer le soulèvement des Andes Centrales, et que seuls des processus tectoniques suffisent à expliquer l'épaisseur considérable de la croûte andine et la haute altitude de la chaîne à proximité de la déflexion d'Arica. Par ailleurs, pour que le volume de la croûte andine se soit accru sous l'effet du magmatisme il est nécessaire que les apports de magmas aient une origine profonde (mantellique) et ne correspondent pas à une simple fusion de la croûte qui serait sans effet notable sur le volume de cette dernière. Sur ce point les avis et les interprétations géochimiques divergent radicalement. Certains considèrent en effet que ces magmas proviennent en majorité de la fusion de la croûte (Wörner, 1991) alors que d'autres considèrent au contraire que leur origine est principalement mantellique (Soler, 1991). Ce débat, qui sort du cadre de ce travail, ne change en rien nos interprétations qui ne font que souligner le rôle prédominant des processus tectoniques dans l'orogénèse andine.

Figure IV-16 : Construction géométrique pour l'estimation de l'amplitude des raccourcissements attendus au niveau de la déflexion d'Arica à partir de la rotation antihoraire moyenne obtenue (19°). H: Huancabamba. A: Arica. OH: position initiale, avant rotation, de la marge péruvienne. OA: raccourcissement.



CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.

Le développement de la culture scientifique et technique est un enjeu majeur de notre société. Cette culture est le socle de l'innovation et de la compétitivité. Elle permet de former des citoyens éclairés et capables de relever les défis du monde moderne. L'école joue un rôle central dans ce processus. Elle doit offrir à tous les élèves, quelle que soit leur situation sociale, une formation de qualité qui leur permette d'acquies les bases de la culture scientifique et technique. Cela implique une mise à jour constante des programmes et des méthodes d'enseignement. Les enseignants doivent être formés et accompagnés pour relever ce défi. Enfin, il est essentiel de créer un environnement propice à l'apprentissage de la culture scientifique et technique, à travers des partenariats avec le monde de la recherche et de l'industrie, et des initiatives locales. Ces actions sont indispensables pour assurer l'avenir de notre pays et de notre société.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.

Les données paléomagnétiques que nous avons obtenues dans le cadre de cette thèse dans le centre et le sud du Pérou, couplées à celles obtenues précédemment au CFR dans le nord du Pérou, apportent des contraintes nouvelles pour la compréhension de l'évolution géodynamique des Andes centrales grâce à une bonne distribution temporelle et spatiale des sites d'échantillonnage. L'ensemble des résultats acquis nous a permis de montrer de manière indéniable que la marge péruvienne a subi dans son ensemble, depuis la déflexion de Huancabamba jusqu'à la déflexion d'Arica, une rotation antihoraire de près de 20° dont le déroulement pendant le Cénozoïque s'est avéré être progressif. Nous avons ainsi contribué à une meilleure compréhension de la cinématique de cette rotation post-crétacée antérieurement reportée dans le centre et le sud du Pérou (Heki et al., 1984; May & Butler, 1985; Roperch & Carlier, 1992). Nous avons également montré l'absence de rotation de la marge péruvienne pendant le Crétacé à partir de nos données paléomagnétiques obtenues sur des formations de lithologies différentes du centre et du sud du Pérou. Ces données viennent compléter largement celles antérieurement acquises par d'autres auteurs sur la même période de temps. Le déroulement de la rotation au cours du Cénozoïque coïncide avec les phases principales de déformation reconnues dans l'ensemble des Andes Centrales péruviennes, boliviennes et nord-chiliennes. Sa relation avec le soulèvement des Andes Centrales nous semble donc évident. Nous avons également souligné le bon accord qui existe entre les données paléomagnétiques que nous avons obtenues sur les séries crétacées du centre et du sud du Pérou, accord qui démontre l'absence de rotation relative entre ces deux régions lors du développement de la déflexion d'Abancay.

L'ampleur de l'étude menée par le CFR tout le long de la Cordillère Occidentale péruvienne permet d'affirmer que la cohérence de la rotation mesurée par le paléomagnétisme est incompatible avec un modèle de rotations individuelles de blocs qui de toutes manières n'explique pas les caractéristiques morphologiques si particulières aux Andes Centrales à proximité de la déflexion d'Arica (accroissement de la racine crustale, de l'altitude moyenne, et de la largeur de la

chaîne). Un modèle de rotations individuelles de blocs nécessiterait par ailleurs un système de failles décrochantes qui n'a jusqu'à présent jamais été reconnu au niveau du rameau andin péruvien. Le système de failles sénestres parallèles à la côte, effectivement reconnu au niveau du rameau chilien, est quant à lui incompatible avec ce type de modèle qui impliquerait au contraire une composante de déplacement dextre.

La rotation antihoraire observée semble affecter la marge péruvienne dans son ensemble avec une zone de pivot qui peut être placée à la latitude de Huancabamba. Elle implique alors un gradient latitudinal de raccourcissement en accord avec les données et les observations géologiques. Les données paléomagnétiques impliquent une ampleur de raccourcissement telle qu'il est possible de créer l'épaississement crustal actuel à la latitude d'Arica sans faire appel à une contribution magmatique importante. Toutes les caractéristiques morphologiques et tectoniques des Andes Centrales, ainsi que les rotations mesurées, s'intègrent donc parfaitement dans un modèle du type de celui proposé par Isacks (1988).

La rotation de la marge péruvienne est établie essentiellement sur des données acquises dans la zone côtière et dans la Cordillère Occidentale. On ne connaît donc pas le devenir de cette rotation plus à l'Est, c'est-à-dire à quel niveau de la chaîne elle s'amortit. Pour cette raison nous avons procédé à un échantillonnage des formations oligo-miocènes de la partie septentrionale et centrale de l'Altiplano bolivien, c'est-à-dire des formations situées immédiatement au nord et au niveau même de la déflexion d'Arica, et surtout situées en position plus interne par rapport à la chaîne que les séries étudiées jusqu'à présent. L'étude de ces formations, qui nécessite encore quelques mois de mesures au laboratoire, n'a pu être abordée au cours de ce travail mais devrait apporter des informations nouvelles sur l'impact de la rotation de la marge péruvienne au niveau des zones plus internes de la chaîne.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1976). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **84**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1977). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **85**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1978). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **86**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1979). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **87**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1980). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **88**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1981). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **89**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1982). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **90**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1983). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **91**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1984). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **92**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1985). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **93**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1986). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **94**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1987). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **95**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1988). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **96**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1989). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **97**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1990). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **98**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1991). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **99**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1992). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **100**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1993). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **101**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1994). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **102**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1995). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **103**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1996). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **104**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1997). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **105**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1998). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **106**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (1999). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **107**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2000). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **108**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2001). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **109**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2002). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **110**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2003). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **111**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2004). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **112**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2005). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **113**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2006). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **114**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2007). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **115**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2008). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **116**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2009). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **117**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2010). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **118**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2011). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **119**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2012). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **120**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2013). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **121**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2014). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **122**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2015). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **123**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2016). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **124**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2017). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **125**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2018). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **126**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2019). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **127**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2020). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **128**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2021). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **129**, 1-14.
- ANDERSON, R. W. & BRADY, J. R. (2022). The geometry of the Andean orogen in Peru and Bolivia. *Journal of Geology*, **130**, 1-14.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLMENDINGER R.W. (1986).- Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1070-1082.
- ANGELES C. (1987).- Les chevauchements des la Cordillère Occidentale par 12°15'S (Andes du Pérou Central).- Thèse de Doctorat en Géologie, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 184p.
- ARABASZ W.J. (1971).- Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile.- Unpublished Ph. D. thesis, California Institute of Technology.
- ARMIJO R. & THIELE R. (1990).- Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98, 40-61.
- ATHERTON M.P., PITCHER W.S. & WARDEN V. (1983).- The Mesozoic marginal basin of central Peru.- *Nature*, 305, 303-306.
- ATHERTON M.P., WARDEN V. & SANDERSON L.M. (1985a).- The Mesozoic marginal basin of Central Peru: a geochemical study of within-plate edge volcanism.- In: W.S. Pitcher et al., Eds., *Magmatisme at a plate edge, the Peruvian Andes*. — Blackie, Halsted Press., New York, 47-58.
- ATHERTON M.P., SANDERSON L.M., WARDEN V. & McCOURT W.J. (1985b).- The volcanic cover: chemical composition and the origin of the magmas of the Calipuy Group.- In: W.S. Pitcher et al., Eds., *Magmatisme at a plate edge, the Peruvian Andes*. — Blackie, Halsted Press., New York, 273-284.
- ATHERTON M.P. & WEBB (1989).- Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of Central Peru.- *Jour. South Am. Earth Sci.*, 3, 241-261.
- AUBOUIN J. (1973).- Présentation de la Cordillère des Andes.- *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, (2), XV, 5-10.
- AUBOUIN J. (1984).- Des marges continentales aux chaînes plissées.- *Bull. Soc. géol. France*, t. XXVI, 3, 501-516.
- AUBOUIN J., BORRELLO A., CECIONI G., CHARRIER R., CHOTIN P., FRUTOS J., THIELE R. & VICENTE J.C. (1973).- Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales.- *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, (2), XV, 11-72.
- AUDEBAUD E., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFEVRE C., MAROCCO R., MARTINEZ C., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J. & TOMASI P. (1973).- Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou, Bolivie).- *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, XV, 73-113.
- AUDEBAUD E., LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1976).- Coupe géologique des Andes du sud du Pérou, de l'océan Pacifique au bouclier brésilien.- *Geol. Rdsch.*, Stuttgart, 65, 223-264.
- AUDEBAUD E., BERNARD D., VATIN-PÉRIGNON N & VIVIER G. (1979).- Quelques âges K/Ar sur des roches ignées cénozoïques du sud péruvien: conséquences géodynamiques.- *Résumés VII R.A.S.T.*, Lyon, 18.
- BABY P., HÉRAIL G., SALINAS R. & SEMPERE T. (1992).- Geometry and

- kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: exemple from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean zone.- *Tectonics*, 3, 523-536.
- BARAZANGI M. & ISACKS B.L. (1976).- Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America.- *Geology*, Boulder, 4, 686-692.
- BATTY M. & JAILLARD E. (1989).- La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal - Aptiano) en el Sur del Perú.- Contribuciones a los Simposios sobre el Cretáceo de América Latina, Buenos Aires, Parte A.
- BECK M.E. (1980).- Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America.- *J. Geophys. Res.*, 85, 7115-7131.
- BECK M.E. (1987).- Tectonic rotations on the leading edge of South America : The Bolivian orocline revisited.- *Geology*, 15, 806-808.
- BECK M.E. (1988).- Analysis of late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margin of South America.- *J. South Am. Earth. Sci.*, 1, 39-52.
- BECK M.E., DRAKE R.E. & BUTLER R.F. (1986).- Paleomagnetism of cretaceous volcanic rocks from Central Chile and implications for the tectonics of the Andes.- *Geology*, Boulder, 14, 132-136.
- BECK M.E., BURMESTER R., GARCIA A. & RIVANO S. (1990).- Paleomagnetic results from Cretaceous rocks in the Llaillay - San Felipe - Putaendo region: Implications for the block rotations in the Andean forearc.- *Revista Geológica de Chile*, vol 17, N° 2, 115-130.
- BECKINSALE R.D., SANCHEZ-FERNANDEZ A.W., BROOK M., COBBING E.J., TAYLOR W.P. & MOORE N.D. (1985).- Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: W.S. Pitcher et al., Eds., Magmatisme at a plate edge, the Peruvian Andes. — Blackie, Halsted Press., New York, 177-202.
- BELLIDO E. (1979).- Geología del cuadrángulo de Moquegua.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 15, 78 p.
- BELLIDO E. & GUEVARA C. (1963).- Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Cledesí.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Serie A, 5.
- BELLON H. & LEFEVRE C. (1976).- Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283, D, 1-4.
- BELLON H. & LEFEVRE C. (1977).- Spectre d'âges radiométriques du volcanisme cenozoïque du Pérou Central (région de Castrovirreyna - Ayacucho - Nazca).- 5ème R.A.S.T., Rennes, 19-22 Avril.
- BENJAMIN M.T., JOHNSON N. & NAESER C. (1987).- Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission tracking dating.- *Geology*, 15, 680-683.
- BIQUAND D. & PRÉVOT M. (1970).- Sur la surprenante résistance à la destruction par champs magnétiques alternatifs de l'aimantation rémanente visqueuse acquise par certains roches sédimentaires au cours d'un séjour, même bref, dans le champ magnétique terrestre.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, 362-365.
- BLANC J.L. (1984).- Etude néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo.- Thèse Université de Paris-Sud, Orsay, 158 p.
- BLANCHET R. (1984) .- Les marges actives des océans.- *Bull. Soc. géol. France*.- t.

- XXVI, 3, 533-549.
- BONNOT D. (1984).- Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejón de Huaylas (Andes nord-péruviennes). Thèse Doctorale, Université de Paris-Sud, Orsay, 96 p.
- BOURGOIS J. & JANJOU D. (1981).- Subduction océanique, subduction continentale et surrection andine: l'exemple du Pérou septentrional.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 293, 859-864.
- BOURGOIS J., TOUSSAINT J.F., GONZALES H., ORREGO A., AZEMA J., CALLE B., DESMET A., MURCIA A., PABLO A., PARRA E. & TURNON J. (1985).- Les ophiolites des Andes de Colombie: évolution structurale et signification géodynamique.- In: Mascle A. Ed., Géodynamique des Caraïbes.- Technip, Paris, 475-493.
- BUTLER R. F., HERVE F., MUNIZAGA F., BURMESTER R. F., BECK M. E. & OVIEDO E. S. (1989).- Late Cretaceous- early Tertiary paleomagnetic pole from the Patagonian Basalts, southern Chile and Argentina.- *Eos*, 43, 1072.
- BUTLER R. F., HERVE F., MUNIZAGA F., BECK M. E. , BURMESTER R. F. & OVIEDO E. S. (1991) .- Paleomagnetism of the Patagonian Plateau Basalts, Southern Chile and Argentina.- *J. Geophys. Res.*, 96, B4, 6023-6034.
- CABRERA J. (1988).- Néotectonique et sismotectonique dans la Cordillère Andine au niveau du changement de la géométrie de la subduction: la région de Cuzco (Pérou).- Thèse Doctorale, Université de Paris-Sud, Orsay, 275 p.
- CALDAS J. (1980).- Carte géologique au 1/100.000 ème de la feuille de Nazca, INGEMMET, inédit.
- CAREY S.W. (1955).- The orocline concept in geotectonics.- *Proc. Roy. Soc. of Tasmania*, 89, 255-288.
- CHANOVE G., MATTAUER M. & MÉGARD F. (1969).- Précision sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirín (NW du Lac Titicaca, Pérou).- *C. R. Ac. Sci. Paris*, sér D, 268, 1698-1701.
- COBBING E.J. (1973a).- Geología de los cuadrángulos de Barranca, Ambar, Oyón, Huacho, Huaral y Canta.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 26, 172 p.
- COBBING E.J. (1973b).- Geological map of the Western Cordillera of Northern Peru (south sheet), scale: 1/500.000, Directorate of Overseas Surveys (Geol) 1187B, London.
- COBBING E.J., PITCHER W.S., WILSON J.J., BALDOCK J.W., TAYLOR W.P., McCOURT W. & SNELLING N.J. (1981).- Estudio geológico de la Cordillera Occidental del Norte del Perú.- Boletín INGEMMET, Estudios Especiales, Ser. D, 10, 252 p.
- CREER K.M. (1970).- A paleomagnetic survey of South America rock formations.- *Phil. Trans. R. Soc. London.*, 267, 545-549.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1977) .- Géologie des Andes Péruviennes.- Thèse Docteur d'Etat, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 361 p.
- DAY R., FULLER M. & SCMIDT V.A. (1977).- Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence.- *Phys. Earth Plan. Int.*, 13, 260-267.
- DEMAREST H.H. (1983).- Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data.- *J. Geophys. Res.*, 88, 4321-4328.
- DUNLOP D.J. (1979).- On the use of Zijderveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies.- *Phys. Earth Plan. Int.*, 20, 12-

14.
 ELWOOD B.B. (1982).- Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San Juan Mountains, southwest Colorado.- *Earth Plan. Sci. Lett.*, **59**, 303-314.
- ENGLAND P. & MOLNAR P. (1990).- Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks.- *Geology*, **18**, 1173-1177.
- FARRAR E. & NOBLE D.C. (1976).- Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 1247-1250.
- FISHER R.A. (1953) .- Dispersion on a sphere.- Proceedings of the Royal Society, London, A217, 275-305.
- FLANDERS P.J. (1988).- An alternating-gradient magnetometer (invited).- *J. Appl. Phys.*, **63**, 3940-3945.
- GARCIA W. (1968).- Geología de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 19, 95 p.
- GARCIA W. (1978).- Geología de los cuadrángulos de Puquina, Omate, Huaytire, Mazo Cruz y Pizacoma.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 29.
- GILETTI B. J. & DAY H. W. (1968).- Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks in Peru.- *Nature*, **220**, 570-572.
- GUEVARA C. (1969).- Geología del cuadrángulo de Characato.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 23.
- GUEVARA C. (1980).- El grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala.- *Bol. Soc. Geol. Perú*, **67**, 73-83.
- HALLS H.C. (1978).- The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism.- *Phys. Earth Plan. Int.*, **16**, 1-11.
- HARTLEY A.J., TURNER P., WILLIAMS G.D. & FLINT S. (1988).- Paleomagnetism of the Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**, 375-386.
- HARTLEY A.J., JOLLEY E.J. & TURNER P. (1992).- Paleomagnetic evidence for rotation in the Precordillera of northern Chile: tectonic constraints and implications for the evolution of the Andean forearc.- *Tectonophysics*, **205**, 49-64.
- HEKI K., HAMANO Y. & KONO M. (1983).- Rotation of the Peruvian block from paleomagnetic studies of the central Andes.- *Nature*, London, **305**, 514-516.
- HEKI K., HAMANO Y., KINOSHITA H., TAIRA A. & KONO M. (1984).- Paleomagnetic study of cretaceous rocks of Peru, South America: evidence for rotation of the Andes.- *Tectonophysics*, **118**, 267-281.
- HEKI K., HAMANO Y., KONO N. & UI T. (1985a).- Paleomagnetism of Neogene Ocosingo dyke swarm, the Peruvian Andes : implication for the Bolivian orocline.- *Geophys. J. Royal astr. Soc.*, **80**, 527-534.
- HEKI K., HAMANO Y. & KONO M. (1985b).- Paleomagnetic study of the Cretaceous Atajaña Formation and the Arica dyke swarm, Northernmost Chile.- *J. Geomag. Geoelectr.*, **37**, 107-117.
- HERVÉ M. (1987a).- Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposos (24°S), Chile.- *Revta. geol. Chile*, **31**, 37-42.
- HERVÉ M. (1987b).- Movimiento normal de la Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile.- *Revta. geol. Chile*, **31**, 31-36.

- HUAMAN D. (1985).- Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes d Sud Pérou).- Thèse docteur 3ème cycle, Univ. Paris XI Orsay, 220 p.
- IRVING E. & IRVING G.A. (1982).- Apparent polar wander paths, Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana.- *Geophys. Surv.*, **5**, 141-188.
- IRWIN J.J., SHARP W.D., SPANGLER R.R. & DRAKE R.E. (1987).- Some Paleomagnetic constraints on the tectonic evolution of the coastal cordillera of central Chile.- *J. Geophys. Res.*, **92**, 3603-3614.
- ISACKS B.L. (1988).- Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline.- *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211-3231.
- JAILLARD E. (1986).- La sédimentation crétacée dans les Andes du Pérou central: exemple de la formation Jumasha (Albien moyen-supérieur à Turonien supérieur) dans la région d'Oyón (département de Lima).- *Géodynamique*, Paris, **1**, 97-108.
- JAILLARD E. (1987).- Sedimentary evolution of an active margin during upper Cretaceous times: the north Peruvian margin from upper Aptian to Senonian.- *Geol. Rdsch.*, Stuttgart, **76**, 677-698.
- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G. & MOURIER T. (1990).- Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times. A Tethyan model.- *J. Geol. Soc. London*, **147**, 1009-1022.
- JAMES D. (1971).- Andean Crustal and Upper Mantle Structure.- *J. Geophys. Res.*, **76**, 3246-3271.
- JAMES D.E., BROOKS C. & CUYUBAMBA A. (1975).- Early evolution of the central andean volcanism arc.- Carnegie Inst. Washington Year Book, v. 74, 247-250.
- JANJOU D. (1981).- Données géologiques pour un modèle d'évolution des Andes nord-péruviennes entre 5° et 7°S. Les écaïlles du Marañon, le district minier de Hualgayoc et la région de Cutervo-Jaén.- Thèse 3eme cycle, Univ. Paris VI.
- KANEOKA I. & GUEVARA C. (1984).- K-Ar age determination of Late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru.- *Geochem. J.*, **18**, 233-239.
- KIRSCHVINK J.L. (1980).- The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data.- *Geophys. J. Royal astr. Soc.*, **62**, 699-788.
- KISSEL C., LAJ C., SURMONT J., MACEDO-SANCHEZ O. & MITOUARD P. (1992).- South American active margin: Andean deflections and crustal thickening.- *Bull. Soc. géol. France.*, t. 163, **4**, 371-380.
- KLITGORD K. D. & SCHOUTEN H. (1986).- Plate kinematics of the central Atlantic. In: The Geology of North America, vol M, The Western North Atlantic Region (P. R. Vogt and B. E. Tucholke, eds), 351-377.
- KNIGHT R.J., MORTIMER N., WILSON D. & NUR A. (1983).- Paleomagnetic study of the Arequipa Massif, Peru.- In Proceedings of the Circun-Pacific Terrane Conference. - D.G; Howell, D. L. Jones, A. Cox & A. Nur Eds., Stanford Univ. Pub. Geol. Sci., Vol XVIII.
- KNIGHT M.D., WALKER G.P.L., ELWOOD B.B. & DIEHL J.F. (1986).- Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba Tuffs: constraints on the sources and eruptive styles.- *J. Geophys. Res.*, **91**, 10355-10382.
- KONO M., HEKI K. & HAMANO Y. (1985).- Paleomagnetic study of the Central Andes: counterclockwise rotation of the Peruvian block. - *J. Geodyn.*,

- Amsterdam, 2, 193-209.
- KONO M., FUKAO Y. & YAMAMOTO A. (1989).- Mountain building in the Central Andes.- *J. Geophys. Res.*, **94**, B4, 3891-3905.
- LEFEVRE C. (1979).- Un exemple volcanique de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'Actuel (zonation et pétrogénèse des andésites et shoshonites).- Thèse Univ. de Montpellier.
- LYON-CAEN H., MOLNAR P. & SUAREZ G. (1985).- Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 81-92.
- MACELLARI C.E. (1988).- Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America.- *Jour. of South Am. Earth Sci.*, **1**, 4, 373-418.
- MACEDO-SANCHEZ O., SURMONT J., KISSEL C., MITOUARD P., & LAJ C. (1992a). - Late Cainozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes. - *Tectonophysics*, **205**, 65-77.
- MACEDO-SANCHEZ O., SURMONT J., KISSEL C. & LAJ C. (1992B).- New temporal constraints on the rotation of the Peruvian Central Andes obtained from Paleomagnetism.- *Geophys. Res. Lett.*, **v19**, **18**, 1875-1878.
- MACEDO-SANCHEZ O., SURMONT J., KISSEL C., MITOUARD P., & LAJ C. (1992c).- Rotación cenozoica de la Cordillera Occidental Peruana y levantamiento de los Andes Centrales.- *Bull. IFEA, Lima*, **21** (1), 1-24.
- MacFADDEN B.J., CAMPBELL K.E., CIFELLI R.L., SILES O., JOHNSON N.M., NAESER C.W. & ZEITLER K. (1985). - Magnetic polarity stratigraphy and mammalian fauna of the Deseadan (late Oligocene-early Miocene) Salla beds of northern Bolivia. - *J. Geol.*, **93**, 223-250.
- MacFADDEN B.J., ANAYA F., PEREZ H., NAESER C.W., ZEITLER P.K. & CAMPBELL K.E. (1990).- Late Cenozoic Paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: Evidence for possible oroclinal bending.- *Journal of Geology*, **98**, 541-555.
- MACHARÉ J. (1987).- La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales.- Thèse Docteur en Sciences, Univ. Paris XI Orsay, 391 p.
- MACHARÉ J., SEBRIER M., HUAMAN D. & MERCIER J.L. (1986).- Tectónica cenozoica de la margen continental peruana.- *Bol. Soc. Geol. del Perú.*, **76**, 45-77.
- MAROCCO, R. (1978).- Un segment E-W de la chaîne des Andes Péruviennes: la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel, sud du Pérou (12°30' à 14° S). *Trav. et Doc. ORSTOM*, **94**, 195 p.
- MAROCCO R. & DEL PINO M. (1966).- Geología del Cuadrángulo de Ichuña.- *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, **14**, 57 p.
- MARTINEZ C. (1980).- Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie.- *Travaux et Documents ORSTOM*, **19**, 352 p.
- MAY S. & BUTLER R. (1985).- Paleomagnetism of the Puente Piedra Formation, Central Peru.- *Earth Plan. Sci. Lett.*, **72**, 205-218.
- McDONALD W.D. (1980). - Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation, and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. - *J. Geophys. Res.*, **85**, 3659-3670.
- McELHINNY M.W. (1964).- Statistical significance of the fold test in paleomagnetism.- *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **8**, 338-340.

- McELHINNY M.W. (1973).- Paleomagnetism and plate tectonics.- Cambridge University Press, London, 356 p.
- McFADDEN P.L. & McELHINNY M. (1988).- The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism.- *Earth Plan. Sci. Lett.*, **87**, 161-172.
- McKEE E. & NOBLE D.C. (1982).- Miocene Volcanism and deformation in the western Cordillera and High Plateaus of South-Central Peru.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 657-662.
- MÉGARD F. (1973).- Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou Central.- Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 263 p.
- MÉGARD F. (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou Central.- Mémoires ORSTOM, **86**, 310 p. et une carte en couleur au 1/500.000 ème.
- MÉGARD F. (1984).- The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru.- *J. Geol. Soc., London*, **141**, 893-900.
- MÉGARD F. (1987a).- Cordilleran and marginal Andes: a review of Andean geology, north of the Arica elbow (18°S).- In: Monger J.W. & Francheteau J. Eds., Circum-Pacific orogenic belts and the evolution of the pacific ocean basin.- AGU Geodyn. Ser., **18**, 71-95.
- MÉGARD F. (1987b).- Carte géologique au 1/100.000 ème de la feuille de La Oroya, INGEMMET, inédit.
- MÉGARD F., NOBLE D.C., McKEE E. & BELLON H. (1984).- Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of Central Peru.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 1108-1117.
- MÉGARD F., NOBLE D.C., McKEE & EVENOD (1985).- Tectonic significance of Silicic dykes contemporaneous with latest Miocene Quechua 3 Tectonism in the Rimac Valley, Western Cordillera of Central Peru.- *J. of Geology*, **93**, 373-376.
- MÉGARD F., ROPERCH P., LEBRAT M., LAJ C., MOURIER T. & NOBLET C. (1987).- L'occident équatorial: un terrain pacifique accolé au continent sud-américain.- *Bull. IFEA, Lima*, **XVI**, 39-54.
- MÉGARD & CALDAS (1987).- Carte géologique au 1/100.000 ème de la feuille de Yauyos, INGEMMET, inédit.
- MENDIVIL S. & CASTILLO W. (1960).- Geología del cuadrángulo de Ocoña.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 3.
- MITOUARD P. (1991).- La marge active nord-péruvienne. Etude paléomagnétique et modélisation analogique.- Thèse Docteur en Science, Univ. Paris XI, Orsay, 292 p.
- MITOUARD P., KISSEL C. & LAJ C. (1990).- Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba Deflection in the Andean Cordillera.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **98**, 329-339.
- MITOUARD P., LAJ C., MOURIER T. & KISSEL C. (1992).- Paleomagnetic study of an arcuate fold belt developed on a marginal orogen: The Cajamarca deflection, northern Peru.- *Earth Plan. Sci. Lett.*, **112**, 41-52.
- MOLNAR P. & ENGLAND P. (1990).- Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? - *Nature*, **346**, 29-34.
- MONTES-LAUAR C.R. & PACCA I.S. (1989). - Palaeomagnetism of alkaline intrusions in the south american platform and their possible relation with hot spot tracks (Abstr.). In : Abstracts 6th IAGA Scient. Assembly, Exeter- U.K., p.236.

- MOURIER T. (1988).- La transition entre Andes Marginales et Andes Cordilléraines à ophiolites: évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3° à 8° de latitude sud: Sud Equateur - Nord Pérou). Thèse. Doc. d'Etat., Univ Paris XI Orsay.
- MOURIER T., LAJ C., MEGARD F., ROPERCH P., MITOUARD P. & FARFAN MEDRANO A. (1988).- An accreted continental terrane in northwestern Peru.- *Earth Plan. Sc. Lett.*, **88**, 182-192.
- MUKASA S.B. (1984).- Comparative Pb isotope systematics and zircon U-Pb geochronology for the Coastal, San Nicolás and Cordillera Blanca Batholiths, Peru.- Ph. D. thesis, Univ. of California, Santa Barbara, 362 p.
- MUKASA S. B. (1986).- Zircon U-Pb ages of super-units in the coastal Batholith, Peru: implications for magmatic and tectonic processes.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 241-254.
- MYERS J.S. (1974).- Cretaceous stratigraphy and structure, western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30'.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **58**, 474-487.
- MYERS J.S. (1981).- Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa.- Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 33, 153 p.
- NARANJO J. A. (1987).- Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla Atacama, norte de Chile.- *Revta geol. Chile*, **31**, 43-55.
- NEWELL N.D. (1949).- Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia.- *Geol. Soc. Am. Mem.*, **36**, 111 p.
- NOBLE D.C., McKEE E.H. & MEGARD F. (1978).- Eocene uplift and unroofing of the coastal batholith near Lima, central Peru.- *J. of Geologie.*, Chicago, **86**, 403-405.
- NOBLE D.C., McKEE E.H. & MEGARD F. (1979a).- Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift and volcanic activity, Andes and central Peru.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 903-937.
- NOBLE D.C., FARRAR & COBBING E.J. (1979b).- The Nazca Group of South-Central Peru: age, source and regional volcanic and tectonic significance.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 80-86.
- NOBLE D.C., SEBRIER M., MEGARD F. & McKEE E.H. (1985).- Demonstration of two pulses of paleogene deformation in the Andes of Peru.- *Earth Plan. Sci. Lett.*, **73**, 345-349.
- NOBLE D.C., McKEE E.H., MOURIER T., MEGARD F. (1990).- Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation and uplift in northern Peru.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 1105-1113.
- NOMURA K., MORIKAWA N. & KINOSHITA H. (1983).- Paleomagnetic study on Jurassic and Cretaceous Dyke swarms near Cuya. Northern Chile.- Andes Sciences 2, Report of the Geophysical Studies of the Central Andes.
- OCOLA L. & MEYER R. (1973).- Crustal structure from the Pacific Basin to the Brazilian Shield between 12° and 30° south latitude.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3387-3404.
- PALMER H.C., HAYATSU A. & MacDONALD W.D. (1980a). - The Middle Jurassic Camaraca formation, Arica, Chile: paleomagnetism, K-Ar dating and tectonic implications.- *Geophys. J. Royal astr. Soc.*, **62**, 155-172.
- PALMER H.C., HAYATSU A. & MacDONALD W.D. (1980b). - Paleomagnetic and K-Ar age studies of a 6 km-thick Cretaceous section from the Chilean Andes. - *Geophys. J. Royal astr. Soc.*, **62**, 133-153.

- PARDO-CASAS F., MOLNAR P. (1987).- Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time.- *Tectonics*, v. **6**, **3**, 233-248.
- PILGER R.H. (1983).- Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions.- In: *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs*, Geodyn. Ser., Ed. by R. Cabré, AGU, vol. **9**, 113-125.
- PILGER R.H. (1984).- Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes.- *J. geol. Soc. London*, **141**, 793-802.
- PITCHER W. S. (1983). - Granite type and tectonic environment. In : K. Hsü, Ed., *Mountain building processes*. - Academic press, London, 19-40.
- PITCHER W.S. (1985). - A multiple and composite batholith. In : W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale, Eds., *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. - Blackie, Halsted Press, New York, 93-101.
- PITCHER W.S., ATHERTON M.P., COBBING E.J. & BECKINSALE R.B. Eds. (1985).- *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*.- Blackie, Glasgow & Halsted Press, New York, 328 p. et 2 cartes en couleur.
- PRÉVOT M. & BIQUAND D. (1970).- Sur la plus ou moins grande résistance de l'aimantation rémanente visqueuse portée par des roches sédimentaires ou volcaniques au traitement par des champs magnétiques alternatifs.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, **270**, 1365-1368.
- REGAN P.F. (1985).- The early basic intrusions. - In : W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale, Eds., *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. - Blackie, Halsted Press, New York, 72-89.
- RIVERA R., PETERSEN G & RIVERA M. (1975).- Estratigrafía de la Costa de Lima.- *Bol. Soc. Geol. Perú*, **45**, 159-186.
- ROEDER D. (1988).- Andean age structure of eastern cordillera (province of La Paz, Bolivia).- *Tectonics*, **7**, 23-29.
- ROMANI M. (1982).- Géologie de la région minière de Uchucchacua-Hacienda Otuto, Pérou.- Thèse 3ème Cycle, Inst. Dolomieu, Grenoble, 176 p.
- ROPERCH P., MEGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T. & NOBLET C. (1987).- Rotated oceanic blocks in western Ecuador.- *Geophys. Res. Lett.*, Washington, **14**, 558-561.
- ROPERCH P. & CARLIER G. (1990).- Paleomagnetism of Jurassic volcanics and Cretaceous plutonic rocks from coastal southern Peru.- In: *International Symposium on Andean Geodynamics*.- 15-17 may, Grenoble-France.
- ROPERCH P. & CARLIER G. (1992).- Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline.- *J. Geophys. Res.*, **97**, 17233-17249.
- RUTLAND R.W.R., GUEST J.E. & GRASTY R.L. (1965).- Isotopic ages and Andean Uplift.- *Nature*, N°5011, nov 13.
- SALAZAR H. (1983).- Geología de los cuadrángulos de Matucana y Huarochirí.- Boletín del Inst. Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Ser. A, 36, 68 p.
- SCANLAN P.M. & TURNER P. (1992).- Structural constraints on paleomagnetic rotations south of the Arica bend, northern Chile: implications for the Bolivian orocline.- *Tectonophysics*, **205**, 141-154.
- SCHEUBER E. & ANDRIESEN P. (1990).- The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile.- *Jour. of Structural Geology*, **2**, 243-257.
- SEAMAN J., McINTOSH W.C., GEISSMAN J.W., WILLIAMS M.L. & ELSTON

- W.E. (1991).- Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement and alteration processes.- *Bull. Volcanol.*, 53, 460-476.
- SÉBRIER M. (1987). - Champ de contrainte au dessus d'une zone de subduction: l'exemple des Andes Centrales (Pérou central et méridional). - Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris XI.
- SÉBRIER M., MAROCCO R., GROSS J.J., MACEDO S. & MONTOYA M. (1979).- Evolución neógena del Piedemonte Pacífico de los Andes del Sur del Perú.- Resúmenes del II Congreso Geológico Chileno, 172-188.
- SÉBRIER M., FORNARI M., VATIN-PÉRIGNON N., VIVIER G. & CABRERA J. (1983).- Nuevas edades radiométricas del volcanismo cenozoico del Perú: implicancias en la tectorogénesis andina.- Quinto Congr. Peruano de Geología, Lima, Abstr., GR-16.
- SÉBRIER M., MACHARÉ J. & MAROCCO R. (1984).- Evolution cénozoïque du piémont pacifique et ses relations avec la Cordillère des Andes dans le Pérou Central et Méridional.- Montagnes et Piémonts, R.G.P.S.O., Toulouse, 49-70.
- SÉBRIER M., MERCIER J.L., MÉGARD F., LAUBACHER G. & CAREY-GAILHARDIS E. (1985).- Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Peru.- *Tectonics*, 4, 739-780.
- SÉBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J.P. (1988). - Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from the Eocene to present.- *Géodynamique*, 3 (1-2), 85-106.
- SÉBRIER M. & SOLER (1991).- Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene to the Present.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, Special Paper 265, 259-278
- SEMINARIO & GUIZADO (1976).- Síntesis biostratigráfica de la región de la selva del Perú.- II Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas 1973, 2, 881-898.
- SEMPERE T., HERAIL G., OLLER J. & BONHOMME M.G. (1990a).- Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and the related basins in Bolivia.- *Geology*, 18, 946-949.
- SEMPERE T., HÉRAIL G., OLLER J., BABY P., BARRIOS L. & MAROCCO R. (1990b). - The Altiplano : a province of intermontane foreland basins related to crustal shortening in the bolivian orocline area. In: ORSTOM, Ed., Int. Symp. on Andean Geodynamics., Grenoble France, 167-170.
- SHACKLETON R.M., RIES A.C., COWARD M.P., COBBOLD P.R. (1979).- Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa massif of coastal Peru.- *J. Geol. Soc., London*, 136, 195-21
- SHEFFELS B.M. (1988).- Structural constraints on crustal shortening in the Bolivian Andes.- Ph. D. thesis, Cambridge, Mass., 170 p.
- SHEFFELS B.M. (1990).- Lower bound on the amount of crustal shortening in the Central Bolivian Andes.- *Geology*, 18, 812-815.
- SOLER P. (1987).- Sur l'existence d'un épisode de métamorphisme régional d'âge Miocène inférieur dans la Cordillère Occidentale des Andes du Pérou Central.- *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 304, II, 911-915.
- SOLER P. (1991).- Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives. Pétrographie, Géochimie et Géochimie Isotopique du magmatisme Crétacé à Pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou Central. Implications Géodynamiques et Métallogéniques.- Thèse

- Doc. d'Etat, Univ. P. et M. Curie Paris VI., 845 p.
- SOLER P., GRANDIN G. & FORNARI M. (1986).- Essai de synthèse sur la métallogénie du Pérou.- *Géodynamique*, Paris, I, 33-68.
- SOLER P. & BONHOMME M.G. (1990).- Relation of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to Present.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, Special Paper 241, 173-192.
- SOULAS J.P. (1977).- Les phases tectoniques andines du Tertiaire supérieur, résultats d'une transversale Pisco-Abancay (Pérou Central).- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, 2207-2210.
- STEINMAN G. (1929).- Geologie von Peru.- Karl Winters, Heilderberg, 448 p.
- SUAREZ G., MOLNAR P. & BURCHFIEL B. (1983). — Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and Southern Colombia. — *J. Geophys. Res.*, 88, 10403-10428.
- SURMONT J. (1989).- Etude paléomagnétique des Chaînes Alpines de la Méditerranée Moyenne (Hellénides, Carpathes, Balkanides): conséquences paléogéographiques.- Thèse, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 289 p.
- SWANSON K.E., NOBLE D.C., MCKEE E.H., SEMPERE T., MARTINEZ C. & CIRBIAN M. (1987).- Major revisions in the age of rock units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia.- *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, v. 19, 456.
- TANAKA H., TSUNAKAWA H. & AMANO K. (1988).- Paleomagnetism of the Cretaceous El Way and Coloso Formations from the northern Chilean Andes.- *Geophysical Journal*, 95, 165-203.
- TARDUNO J.A., LOWRIE W., SLITER W.V., BRALOWER T.J. & HELLER F. (1992).- Reversed polarity characteristic magnetizations in the Albian contessa section, Umbrian Apennines, Italy: implications for the existence of a mid-Cretaceous mixed polarity interval.- *J. Geophys. Res.*, 97, 241-271.
- THOMPSON R. & OLDFIELD F. (1986).- Environmental Magnetism. - Allen and Unwin Publishers, London, 227 p.
- TOSDAL R.M., FARRAR E. & CLARK A. (1981).- K-Ar geochronology of the Late Cenozoic Volcanic Rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru.- *J. Volc. Geoth. Res.*, 10, 157-173.
- TOSDAL R.M., CLARK A.H. & FARRAR E. (1984).- Cenozoic polyphase and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 1318-1332.
- TRIC E., LAJ C., JEHANNO C., VALET J.P., KISSEL C., MAZAUD A. & IACCARINO S. (1991).- High-resolution record of the Upper Olduvai transition from Po Valley (Italy) sediments: support for dipolar transition geometry?.- *Phys. Earth and Plan. Int.*, 65, 319-336.
- TSUNAKAWA H., TANAKA H., AMANO K. & KONO M. (1987).- Paleomagnetic study of Late Miocene and Early Pliocene rocks from Southern Peru, Central Andes.- *J. Geomag. Geoelect.*, 39, 477-486.
- TURNER P., CLEMMY H. & FLINT S. (1984). - Paleomagnetic studies of a Cretaceous molasse sequence in the Central Andes (Coloso Formation, Northern Chile). - *J. Geol. Soc., London*, 141, 869-876.
- VALENCIO D.A. & CREER K.M. (1968). - El paleomagnetismo de algunas lavas Cenozoicas de la República Argentina. - *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 23, 255-278.
- VALENCIO D.A. & MENDIA J.E. (1974). - Palaeomagnetism and K-Ar Ages of Some Igneous Rocks of the Trinidad Complex and the Valado

- Formation, from Trinidad Island, Brazil. *Rev. Brazil. Geoscienc.*, 4, 123-132.
- VARGAS L. (1970).- Geología del cuadrángulo de Arequipa.- Servicio de Geología y Minería del Perú, Lima, Boletín n° 24, 64 p.
- VATIN-PÉRIGNON N., VIVIER G., SÉBRIER M. & FORNARI M. (1982).- Les derniers événements andins marqués par le volcanisme cénozoïque de la cordillère occidentale sud-péruvienne et de son piémont pacifique entre 15°45 et 18° S.- *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIV, 3, 649-650.
- VICENTE J.C. (1970).- Reflexiones sobre la porción meridional del Sistema Peripacífico Oriental.- In: Conferencia sobre Problemas de la Tierra Sólida. Proyecto internacional del manto superior.- Buenos Aires, Argentine, 26-31 octubre, vol 37, I, 158-184.
- VICENTE J.C. (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana.- In: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo de América del Sur, vol 1, edited by Volkheimer W. and Musacchio E. A., Buenos Aires, 319-351.
- VICENTE J.C. (1989) Early Late-Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of Southern Peru.- In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circumpacific Council of Energy and Mineral Resources Earth Science Series*. Ericksen G.E., Cañas Pinochet M.T. & Reimemund J.A. Editors, 11, 91-117.
- VICENTE J.C., SEQUEIROS F., VALDIVIA M.A. & ZAVALA J. (1979).- El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa.- *Bol. Soc. Geol. Perú*, 61, 67-100.
- VICENTE J.C., BEAUDOIN B., CHAVEZ A. & LEON I. (1982).- La cuenca de Arequipa (Sur Peru) durante el Jurásico-Cretácico Inferior.- In: Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas, I: 121-153
- VIDAL C. (1987).- Kuroko-type Deposits in the Middle Cretaceous Marginal Basin of Central Peru.- *Econ. Geol.*, 82, 1409-1430.
- VILAS J.F. (1981).- Paleomagnetism of South American rocks and dynamic process related with the fragmentation of Western Gondwana.- In: *Paleoreconstruction of the continents*, Edited by M.W. Mc Elhinny and D.A. Valencio, Am. Geophys. Union, Washington D.C., 106-114.
- WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P., PECHERSKY D.H. & SIBUET J.C. (1986).- Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic.- *Tectonophysics*, 123, 37-82.
- WILSON J.J. (1963).- Cretaceous stratigraphy of central Andes of Peru.- *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 47, 1-34.
- WILSON P.A. (1975).- Potassium-argon studies in Peru with special reference to the emplacement of the Coastal Batholith, Ph. D. thesis, Univ. Liverpool.
- WÖRNER G. (1991).- Le volcanisme andin.- *La Recherche*, 228, 38-45.

ANNEXES

ANNEXES

Les Annexes 1 à 11 présentent sous forme de tableaux les résultats paléomagnétiques de chaque site, échantillon par échantillon. Les sites ont été regroupés d'abord par régions (Centre et Sud du Pérou) et ensuite par âges.

Pour chaque site, le tableau respectif comporte:

- les coordonnées géographiques
- la lithologie et l'âge des échantillons

- la correction tectonique si elle existe. Selon notre convention, le premier chiffre correspond à l'azimut de l'horizontale du plan de pendage mesuré. Le second chiffre correspond au pendage des bancs. Si on regarde dans la direction de l'azimut de l'horizontale du plan de pendage, le signe de ce second chiffre est positif pour des bancs inclinés vers la droite, et négatif pour des bancs inclinés vers la gauche. Par exemple, (N290° , 08°NE) et (N43° , 25°NW) correspondent respectivement à (290 , 8) et (43 , -25).

- M : intensité de l'ARN initiale.
- Décl : déclinaison en degrés, avant correction tectonique.
- Incl : inclinaison en degrés, avant correction tectonique.

La direction moyenne retenue, calculée par la statistique de Fisher, est donnée au bas de chaque tableau. Toutes ces directions moyennes, à l'exception de celles correspondant à trois sites réaimantés après déformation (PE118, 120 et 121), sont des directions après correction tectonique.

ANNEXE 1

Données paléomagnétiques des formations sédimentaires crétacées du Centre du Pérou

Site PE110

Coordonnées géographiques : 11°46'15" S ; 75°42'33" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien

Correction tectonique : 130 80

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE110 01C	262	301.7	-37.7	-70.9	-29.6		
PE110 02A	17	131.2	-68.7				
PE110 03A	445	310.7	-35.4	-68.6	-27.8		
PE110 04A	116	299.4	-32.7	-76.5	-27.6		
PE110 05B	366	294.8	-32.8	-75.8	-33		
PE110 06A	100	314.2	-25.9				
PE110 07A	570	310.5	-39.5	-69.9	-34.3		
PE110 08A	348	336.1	-24.7	-40.8	-29.4		
PE110 09B	342	302	-30.4	-76.2	-31.2		
PE110 10B	236	302.6	-40	-77.1	-33.3		
PE110 11B	63	300.3	-42.2	-65.1	-37.7		

Echantillons rejetés : 3 (02A; 06A; 08A)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 340.5 I = -24.4 k = 251 Alpha 95 = 3.1

Site PE114

Coordonnées géographiques : 12°01'47" S ; 75°40'42" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien

Correction tectonique : 112 -98

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE114.01C	225	327.7	9.6				
PE114.02B	713	344.9	-13.5			-114.8	-42.4
PE114.03B	122	339.5	-8.2				
PE114.04A	104	309.9	-21.2			-128.2	-10.2
PE114.05B	1308	3.6	-20.1			-113.1	-52.7
PE114.06A	604	13	-39.5			-93.8	-27.2
PE114.07B	1004	14.5	-41.8			-116.9	-43.3
PE114.08C	1027	349.7	-11.5			-127.1	-66.9
PE114.09C	1144	338.8	-10.4			-119.2	-39.2
PE114.10C	1110	345.3	-8.6			-112.4	-58

Echantillons rejetés : 3 (01C; 03B; 06A)

Direction moyenne retenue :

n = 7 D = 294.6 I = -33.1 k = 494 Alpha 95 = 2.7

Site PE116

Coordonnées géographiques : 12°13'06" S ; 75°37'59" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien

Correction tectonique : 80 -81

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE116.01B	1164	2	12.9	327.2	31.2		
PE116.02C	1551	322.8	4.6	312.8	24.9		
PE116.03B	646	332.1	4.9	319.6	34.7		
PE116.04C	322	309	-19.4	302.2	10.2		
PE116.05B	307	354.2	3	322.7	20.8		
PE116.06B	503	293.8	-17.4	310.1	-8.9		
PE116.07B	656	326.7	-10.3	313.7	19.8		
PE116.08C	311	9.9	-11.9	329.5	15.4		
PE116.09C	825	359.1	.2	335.4	27.8		

Echantillons rejetés : 1 (06B)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 308.6 I = -46.4 k = 40 Alpha 95 = 7.8

Site PE117

Coordonnées géographiques : 12°14'50" S ; 75°38'02" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien

Correction tectonique : 130 50

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE117.01B	603	338	9	295.6	-25.4		
PE117.02D	440	288.7	-8.4	289.7	-27.2		
PE117.03C	496	264.5	28.8	277.3	-29.7		
PE117.04C	713	256.3	-17.8	282.3	-26.6		
PE117.05C	336	328.3	10.8	275.9	-25.6		
PE117.06C	1856	280.8	-5.4	287.1	-23.1		
PE117.07C	441	306	-10.2	291.8	-23.5		
PE117.08C	1210	312.6	1.2	298	-23.8		
PE117.09C	225	323.8	-27.7	281.2	-10.7		
PE117.10C	269	317.1	-22.3	289.2	-16.5		
PE117.11C	851	309.5	8.9	280	-21.8		
PE117.12C	291	338	22.8	283.1	-15.6		

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 313.5 I = -32.4 k = 91 Alpha 95 = 4.2

Site PE118

Coordonnées géographiques : 12°19'11" S ; 75°43'40" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien

Correction tectonique : 140 83

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE118.01A	509	185.9	35.8			72.2	28.2
PE118.02B	281	232.8	51.4			2.9	31.7
PE118.03B	224	288.8	86.9			25.3	38
PE118.04B	160	280.5	39.6			6.4	17.7
PE118.05C	112	24.7	48.5				
PE118.06C	174	190.3	62.2			38.5	34.5
PE118.07B	125	236.3	49.6			42	41.7
PE118.08C	258	182.9	56.1			39.1	30.7
PE118.09B	538	196.4	52.5			43.8	33.1
PE118.10B	1240	242.4	23.7			-1.1	32.7
PE118.11C	872	29	26.6			107.4	-26.7
PE118.12C	197	99.9	69.3			97.9	-20.5
PE118.13C	152	64	68			74.7	-27.2

Echantillons rejetés : 1 (05C)

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 346.9 I = -48.4 k = 45 Alpha 95 = 6.5

Site PE120

Coordonnées géographiques : 12°17'04" S ; 75°47'10" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien

Correction tectonique : 130 85

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE120.01D	1996	143.4	30.3			75.6	-30
PE120.02C	1821	170.6	57.7			54.7	-12.6
PE120.03B	935	133.1	36.6				
PE120.04C	7146	35.8	-34			-19.2	35.4
PE120.05B	932	194.4	-21.3			97.2	-16.2
PE120.06C	1438	1.7	17.4				
PE120.07D	1860	117.3	14.7			76.1	-43.2
PE120.08B	1033	150.6	57.4			82.3	-12.2
PE120.09C	613	121.5	61.8			-26.7	28.5
PE120.10C	617	38.9	61.7			92.6	-19.3
PE120.11C	495	107.7	58.6			40.8	-13.5
PE120.12B	478	233	64.9				
PE120.13B	2994	22.5	12.7			71.1	-34.8
PE120.14B	871	156.7	57.6			56.5	9.7

Echantillons rejetés : 3 (02C; 06C; 12B)

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 130.5 I = 54.6 k = 47 Alpha 95 = 6.7

Site PE121

Coordonnées géographiques : 12°16'37" S ; 75°48'09" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien

Correction tectonique : 140 70

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE121.01B	604	158.3	33.4			153.1	37.9
PE121.02A	400	167.9	32			164.6	34.2
PE121.03B	37	130.1	7.1				
PE121.04B	356	29.9	-8			58.3	15.1
PE121.05B	39	155.9	45			-46.4	57.2
PE121.06C	116	138.2	30.8			72.6	-33.9
PE121.07C	3294	10.4	-5.2			102.8	-35.1
PE121.08B	14	242.3	-7.3			98.9	-38.6
PE121.09C	51	4.4	-20.2			36.4	2.2
PE121.10C	2023	354.7	-25.7	-7.1	-27.6		
PE121.11C	12060	141.6	38.4	142.3	41.6		
PE121.12B	1100	72.5	-4.7	156.9	49.2		

Echantillons rejetés : 1 (08B)

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 152.8 I = 37.5 k = 34 Alpha 95 = 8.1

Site PE133

Coordonnées géographiques : 10°35'58" S ; 76°30'13" W

Lithologie : calcaire Jumasha Age : Albien supérieur à Turonien

Correction tectonique : 150 -46

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE133.01B	669	332.8	-32.4	343.7	-29.1		
PE133.02C	941	332.6	-29.1	349.3	-32.7		
PE133.03C	1458	339.4	-40.3	359.1	-31.6		
PE133.04C	2242	342.3	-17.9	348.4	-28.1		
PE133.05A	2728	3	-32	355.2	-33.2		
PE133.06D	587	359.7	-28.3	339.1	-25.3		
PE133.07B	976	6.7	-23.8	346.8	-29		
PE133.08C	2033	353.3	-41.2	338.8	-31.7		
PE133.09C	986	352.5	-46.2	336.4	-30.9		
PE133.10C	1196	349.4	-44.3	342.3	-27.7		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 316.7 I = -31.3 k = 139 Alpha 95 = 3.8

Site PE135

Coordonnées géographiques : 10°38'48" S ; 76°41'14" W

Lithologie : calcaire Jumasha Age : Albien supérieur à Turonien

Correction tectonique : 70 22

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE135.01A	102	333	-32.5	326.6	-48		
PE135.02C	181	305.7	-29.1	332.2	-47.6		
PE135.03C	326	316	-55.2	327.7	-54.4		
PE135.04B	677	355.9	-46.9	343.8	-48.5		
PE135.05C	356	332.8	-54.6	333	-47.7		
PE135.06C	396	333	-41.4	327.5	-45.9		
PE135.07C	346	322.2	-18.5	329.7	-50.2		
PE135.08B	247	29.1	-52.7	335.4	-43.3		
PE135.09B	474	16.9	-27.7	346.7	-38.3		
PE135.10C	346	1.7	-48.6	335.8	-49.2		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 335.6 I = -25.6 k = 162 Alpha 95 = 3.5

Site PE136

Coordonnées géographiques : 10°42'27" S ; 76°50'00" W

Lithologie : calcaire Pariatambo Age : Albien moyen

Correction tectonique : 164 -88

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE136.01A	156529	349.4	-15.2	357.8	-15.5		
PE136.02C	1310000	350.9	-25.5				
PE136.03C	46815	6.2	-13	9.2	-12.9		
PE136.04C	52724	12.6	-15.1	15.3	-14.4		
PE136.05C	55934	8.6	-27.4	8.6	-26.4		
PE136.06C	66434	166	-7.3	169.8	-6.6		
PE136.07C	26468	170.3	18.3	176.1	11.8		
PE136.08C	79579	177.7	.7	184.5	8.4		
PE136.09B	3756	2.1	-6.7	354	0.8		
PE136.10C	28825	.9	-17.8	359.1	-17.8		
PE136.11C	142017	2.6	-22.4	0.8	-24.1		
PE136.12C	20640	15.4	-24.6	11.2	-25.7		
PE136.13B	60475	9.9	-20.2	5.9	-19.9		
PE136.14C	10284	359.6	-9	357.8	-17.7		

Echantillons rejetés : 2 (02C; 06C)

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 325 I = -22 k = 62 Alpha 95 = 5.1

Site PE138

Coordonnées géographiques : 10°40'05" S ; 76°44'58" W

Lithologie : calcaire Pariahuanca Age : Aptien supérieur

Correction tectonique : 140 27

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE138.01C	515	24.5	-5.1	135.3	33.9		
PE138.02B	430	88	51.2	128.8	39.8		
PE138.03B	389	32.8	20.6	102.9	18.6		
PE138.04C	404	44.7	-36	117.3	42.2		
PE138.05C	395	126.6	10.9	235.4	20.6		
PE138.06A	975	51.9	17.7	139.6	24.3		
PE138.07B	809	100.7	6.5	120.1	28.2		
PE138.08C	692	68.6	17	123.6	29.6		
PE138.09B	659	57.6	18.6	138.9	23.9		
PE138.10B	391	81.2	18.9	133.2	32		
PE138.11C	255	77.6	8.9	152.8	35		
PE138.12C	280	6.6	-57.1				
PE138.13B	324	53.5	13	136.5	36.7		

Echantillons rejetés : 3 (03B; 05C; 12C)

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 150.4 I = 32.1 k = 57 Alpha 95 = 5.8

ANNEXE 2

Données paléomagnétiques du Groupe Casma du Centre du Pérou

Site PE102

Coordonnées géographiques : 11°53'45" S ; 76°31'00" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE102 01B	259219	344.3	-13.4	338	-11		
PE102 02B	198089	347.6	-7.8	345	-8		
PE102 03C	195016	332.3	-9.4	327	-9		
PE102 04A	150284	331.5	-7.2	333	-9		
PE102 05B	242963	345.4	-13.1	344	-13.5		
PE102 06A	180393	322.2	-18.3	319	-19		

Direction moyenne retenue :

n = 6 D = 334.4 I = -11.7 k = 58 Alpha 95 = 7.5

Site PE103

Coordonnées géographiques : 11°53'35" S ; 76°29'30" W

Lithologie : brèche Casma Age : Albien

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE103.01B	1250000	312.7	-15.4	314	-23		
PE103.02B	1350000	312.7	-16.8	314.2	-17		
PE103.03C	958363	304.7	-15.4	304	-16		
PE103.04B	639095	299.3	-18.1	301	-19		
PE103.05B	549135	304.8	-11.4	307	-12.5		
PE103.06B	688346	304	-12.5	306	-15.5		
PE103.07C	947789	300.8	-16.6	301	-21		
PE103.08C	1170000	301.4	-13.5	302.5	-14.5		

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 306.3 I = -17.4 k = 172 Alpha 95 = 3.8

Site PE123

Coordonnées géographiques : 11°13'01" S ; 77°37'19" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 150 11

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE123.01C	109222	177.3	34.3	167.5	30.5		
PE123.02C	726636	344.2	-26.3	335.4	-30		
PE123.03C	154539	167.7	31.1	178.5	29.2		
PE123.04C	20205	282	15.1				
PE123.05C	127082	173.4	29.2	179.1	29.5		
PE123.06C	91260	344.7	-21.5	348.4	-29.9		
PE123.07C	89563	174.7	32.2	180.8	27.5		
PE123.08C	153399	179.2	34.3	179.1	34.4		
PE123.09C	90270	357.6	-24.3	356.1	-29.1		
PE123.10C	65794	353.1	-19.1	350.2	-29.2		
PE123.11D	148107	158.7	28.2	161.1	30.7		
PE123.12C	170474	353.6	-22	339.2	-26.8		

Echantillons rejetés : 1 (04C)

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 355.9 I = -25.6 k = 101 Alpha 95 = 4.2

Site PE124

Coordonnées géographiques : 11°13'40" S ; 77°37'58" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 130 15

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE124.01C	221263	337.7	-25.2	341.4	-24.5		
PE124.02B	111281	313.6	-32.9	345.5	-36		
PE124.03C	279376	336.1	-18.7	336.7	-26.3		
PE124.04B	363461	334.1	-28.1	330.7	-24.4		
PE124.05C	260969	338.6	-21.3	339.3	-25.2		
PE124.06B	524444	343.2	-25.3	336.5	-20.2		
PE124.07C	340156	357.7	-22.2	346	-24.1		
PE124.08C	7789	46.4	-63.1	342.3	-22.5		
PE124.09B	91057	219.4	26.3	2.1	-20.7		

Echantillons rejetés : 1 (09B)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 344.7 I = -17.4 k = 153 Alpha 95 = 4

Site 125AF

Coordonnées géographiques : 11°09'24" S ; 77°35'27" W

Lithologie : brèche Casma Age : Albien

Correction tectonique : 153 20

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE125.02A	3767	351	-29.9	345.7	-12.8		
PE125.03B	3920	350	-17.2	344.6	-20.1		
PE125.04C	3836	345.5	-26.2	339	-27.8		
PE125.05B	3450	349.7	-23.8	341.6	-18.5		
PE125.06C	3822	334.5	-18	326	-17.2		
PE125.07C	2672	354.7	-13.7	338.2	-17		
PE125.08C	3986	343.1	-24.4	348.1	-15.2		

Direction moyenne retenue :

n = 7 D = 346.4 I = -14.8 k = 92 Alpha 95 = 5.5

Site PE126

Coordonnées géographiques : 11°07'56" S ; 77°35'39" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 151 -28

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE126.03D	94676	357.3	-22.5	353.9	-23.5		
PE126.04D	273299	348.8	-21.2	344.1	-21.3		
PE126.05D	431152	342.6	-25.8	343	-19.7		
PE126.06C	181945	346	-22.2	343.4	-20.6		
PE126.07D	215893	357.4	-22.4	350.7	-25.5		
PE126.08D	612290	3.2	-2.3	359.1	-1.5		
PE126.09D	662582	344.6	-24.2	347.1	-23.8		
PE126.10D	261600	336.7	-9.5	344.5	-21.2		
PE126.11D	628612	351.7	-15.8	349.2	-16.6		

Echantillons rejetés : 1 (08D)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 334.4 I = -26.4 k = 313 Alpha 95 = 2.8

Site PE130

Coordonnées géographiques : 11°02'03" S ; 77°30'56" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 155 12

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE130.01C	8375	348.9	-32.3	346	-29.8		
PE130.02C	6130	343.1	-30.7	342.1	-24.8		
PE130.03C	7251	349.8	-34.1	343.7	-29.9		
PE130.04B	4452	334.1	-37.2	337.3	-29.5		
PE130.05C	16594	354.1	-26.1	352.6	-23.2		
PE130.06B	12564	7.7	-32.2	0.8	-30.9		
PE130.07C	26595	353.9	-31.7	351.3	-26.7		
PE130.08C	3575	335.9	-36.1	341.2	-28.9		

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 352.6 I = -25 k = 128 Alpha 95 = 4.4

Site PE142

Coordonnées géographiques : 10°54'24" S ; 76°59'24" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE142 01B	96554	143.2	31.7	147.5	33		
PE142 02A	77540	139.2	32.8	145.5	32		
PE142 03B	92145	140.3	30.4	150	30		
PE142 04B	228778	139.6	29	144	30		
PE142 05C	287449	137.9	26.2	145	27.5		
PE142 06B	450583	133.7	22.9	144	22.5		

Direction moyenne retenue :

n = 6 D = 146 I = 29 k = 356 Alpha 95 = 3

Site PE145

Coordonnées géographiques : 10°23'42" S ; 78°00'03" W

Lithologie : pillow lava Casma Age : Albien

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE145.01B	353856	348.7	12.1	346.3	-0.5		
PE145.02C	471554	2.4	-35.4	346.7	-44.2		
PE145.03C	282952	6.3	-21.1	352	-41.7		
PE145.04B	221107	21.1	-33.7	332.8	-40.9		
PE145.05C	118271	313.2	-55.1	344.5	-38.2		
PE145.06C	528473	354	-25.6	347	-31.2		
PE145.07B	366064	11.1	-33.1	343.1	-36.1		
PE145.08D	219701	349.7	-30	335.3	-40.5		
PE145.09C	96948	298.1	11.5	334.7	-40.2		
PE145.10C	582072	8.8	-35.3	350.2	-40.8		
PE145.11B	775804	341	-35.9	340.5	-35.9		
PE145.12C	347272	348.5	-27.5	353.8	-39.2		

Echantillons rejetés : 1 (01B)

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 343.7 I = -39.2 k = 153 Alpha 95 = 3.4

Site PE146

Coordonnées géographiques : 10°21'05" S ; 78°02'17" W

Lithologie : pillow lava Casma Age : Albien

Correction tectonique : 160 -22

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE146.01B	890	339.7	-14.2	335.9	-20.2		
PE146.02C	673	338.4	-10.9	335.5	-17.5		
PE146.03A	431	349.2	-18.7	343.3	-21.1		
PE146.04C	820	344.8	-14.7	339.7	-21.1		
PE146.05C	596	333.9	-15.6	333.5	-23		
PE146.06C	2160	338.7	-22.4	332.7	-22.5		
PE146.07D	1040	339.5	-15.1	332.2	-18.1		
PE146.08C	717	340.4	-18.1	340.4	-19.7		
PE146.09B	957	344.9	-20.3	342.6	-16.8		
PE146.10C	349	341	-17.4	338.1	-23.8		
PE146.11D	522	18.4	-45.3	335.5	-21.4		
PE146.12C	527	45.7	-33.4	337.6	-24.4		
PE146.13C	537	32.9	-32.6	351.7	-17.6		
PE146.14C	596	345.6	-39.4	335.9	-22.3		

Direction moyenne retenue :

n = 14 D = 330.4 I = -18.5 k = 221 Alpha 95 = 2.5

Site PE147

Coordonnées géographiques : 10°39'24" S ; 77°48'41" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE147.01D	6397	.3	-41.9	0.7	-43.3		
PE147.02C	171444	348.3	-29.2	5.2	-37.2		
PE147.03C	319440	332.5	-22.7	348	-36.9		
PE147.04D	221393	18.3	-4.3	357.8	-41.4		
PE147.05D	224767	356.7	-4.9	356.8	-30.8		
PE147.06D	334094	354.5	-22.9	13	-28.5		
PE147.07C	128263	354.7	-23.7	356.6	-35.2		
PE147.08C	255510	9.6	-30.6	344	-35.2		
PE147.09C	153594	13.3	-10.4	356.6	-36.2		
PE147.10D	469476	3.7	-16.3	2	-30.2		
PE147.11D	417449	20.4	9.5	4	-26.4		
PE147.12C	434730	3.7	-23.9	17.2	-29.8		

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 0.3 I = -34.6 k = 76 Alpha 95 = 4.6

Site PE148

Coordonnées géographiques : 10°24'36" S ; 77°57'42" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE148 01D	691565	334.8	-32	338	-32.5		
PE148 02C	504821	333.5	-19	330	-27		
PE148 03C	468731	325.8	-33.2	328	-31		
PE148 04C	272339	316.6	-24.6	327	-43		
PE148 05D	361614	333.5	-27.7	335	-35		
PE148 06D	464846	331.9	-29	329.5	-34		
PE148 07B	415592	334.3	-23.4	328	-36		
PE148 08D	431703	335.5	-21.3	333	-29.5		

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 331.1 I = -33.5 k = 194 Alpha 95 = 3.5

Site PE149

Coordonnées géographiques : 10°24'36" S ; 77°57'41" W

Lithologie : lave Casma Age : Albien

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE149 01C	317921	305.5	-19.6	311	-30		
PE149 02D	20918	322.8	28.2				
PE149 03D	131910	294.5	-57.7	324.5	-31.5		
PE149 04C	321890	328.5	-28.2	320	-30		
PE149 05C	615345	336.2	-24.2	329	-26		
PE149 06C	223688	343.3	-24.9	329.5	-27		
PE149 07C	452236	342	-28.4	326.5	-29		
PE149 08B	342064	337.2	-26.7	326	-29		
PE149 09C	389283	318.6	-23.5	317	-27.5		
PE149 10C	285143	320.1	-25.4	318.5	-26		

Echantillons rejetés : 1 (02D)

Direction moyenne retenue :

n = 9 D = 322.5 I = -28.6 k = 196 Alpha 95 = 3.3

ANNEXE 3

Données paléomagnétiques des formations intrusives crétaées du Centre du Pérou

Site PE099

Coordonnées géographiques : 11°57'00" S ; 76°44'30" W

Lithologie : granodiorite Santa Rosa Age : 82 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE99 01C	311119	333.7	10.7	147.0	0		
PE99 02C	367324	335.4	7.9	141.06	-6.94		
PE99 03D	255324	347.5	6.1	159.52	3.51		
PE99 04D	126312	315.9	-10.8			-74.27	78.68
PE99 05C	116536	349.1	-6.4			14.46	65.28
PE99 06D	161942	315.3	-5.3			-75.82	78.55
PE99 07D	79316	319.6	-13.7			-48.57	70.87
PE99 08C	212191	330.1	-18.8			-8.55	69.42
PE99 09D	262163	311.8	-35.3	130.5	30.73		
PE99 10C	187124	327.2	-34.5			-30.25	54.4

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 324 I = -13.4 k = 20 Alpha 95 = 11.5

Site PE100

Coordonnées géographiques : 11°55'00" S ; 76°37'30" W

Lithologie : granodiorite Tiabaya Age : 86-84 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE100.01B	44222	313.9	2.3			-82.33	4.86
PE100.02B	98379	9.4	-17.7			67.87	0.75
PE100.03A	61114	328.4	-28.8			-64.61	69.64
PE100.04B	41151	353.8	-30.7			-81.74	34.34
PE100.05B	37873	1.7	-12			-26.32	70.5
PE100.06B	48703	358.1	-1.4	-6.36	-30.02		
PE100.07C	42334	340.5	-13.8			41.56	70.56
PE100.08D	22532	346.5	-12.5			58.69	36.36
PE100.09C	109780	350.7	-28.2				

Echantillons rejetés : 1 (09C)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 351.3 I = -20.6 k = 40 Alpha 95 = 10

Site PE101

Coordonnées géographiques : 11°54'15" S ; 76°35'45" W

Lithologie : granodiorite Tiabaya Age : 86-84 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE101 02B	147474	17.2	-39.6			58.13	44.92
PE101 03C	353660	318.1	-10.9			23.75	44.98
PE101 04B	271154	44.4	-48.7			250.61	11.81
PE101 05C	39278	129	7			21.08	62.89
PE101 06D	1040000	355.6	-16.5			-73.45	47.5
PE101 07D	427082	28.3	-5.5			-34.43	74.24
PE101 08D	459368	355.3	-12			-73.62	38.93
PE101 09D	109215	10.7	-7.6			31	66.73

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 343.4 I = -22.9 k = 107 Alpha 95 = 5.4

Site PE127

Coordonnées géographiques : 11°01'57" S ; 77°29'33" W

Lithologie : diorite Patap Age : 105-101 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE127.01C	181654	2.2	-34.8			-43.17	58.3
PE127.02D	282788	347.2	-33.7			-51.2	59.7
PE127.03C	241901	11	-22.7			-13	71.2
PE127.04C	225088	346.4	-42.9			-78.1	46.6
PE127.05C	272564	325	-32.9			-32.8	58.2
PE127.06C	331627	345.9	-22.8			-63	55.1
PE127.07C	229185	13.7	-33.9			-54.9	59.9
PE127.08D	184129	295	-40	145.47	31.73		
PE127.09C	311547	359.6	-22.6	164.2	28.34		
PE127.10C	349540	328.3	-26.3			-73	50.6
PE127.11C	197058	339.2	-66.5	161	33.76		
PE127.12C	182197	301.5	-64.5			-19.9	62.9

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 337 I = -28.3 k = 139 Alpha 95 = 3.9

Site PE128-129

Coordonnées géographiques : PE128 : 11°04'35" S ; 77°28'44" W PE129 : 11°02'48" S ; 77°28'44" W

Lithologie : tonalite Santa Rosa Age : 82-77 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE128.01C	51737	348.6	-19			-67.22	63.48
PE128.02C	103249	17.2	-1.4			67.35	59.24
PE128.03C	63062	334.1	-3.3			59.54	75.46
PE128.04D	41998	357.7	-9.2			258.65	62.52
PE128.05C	49021	354.9	-6.7			254.03	66.23
PE128.06C	32731	296.8	-23			-64.91	73.63
PE128.07B	89614	350	-1.3			262.56	65.08
PE128.08D	38063	268.3	29.3			158.24	61.16
PE128.09C	27320	346.3	-29.1			-43.25	78.22
PE129.01C	38405	120.7	-28.6			233	63.54
PE129.02C	48231	116.5	-20.5			47.81	51.53
PE129.03B	42228	142.6	-28.9			70.81	10.59
PE129.04D	29487	261.6	3.2			-43.28	61.38
PE129.05C	30742	251.1	7.4			-14	73.86
PE129.06	64131	127.3	6			38.22	67.86
PE129.07C	46023	134.4	.2			-37.48	76.12
PE129.08C	42573	110.8	-5.5			-68.56	76.9
PE129.09D	89352	30.4	-16.1			4.74	68.9

Echantillons rejetés : 1 (PE129.03B)

Direction moyenne retenue :

n = 17 D = 153.8 I = 8.4 k = 45 Alpha 95 = 5.4

Site PE131

Coordonnées géographiques : 11°05'21" S ; 77°24'47" W

Lithologie : granodiorite Humaya Age : 73 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE131.01D	79451	14.5	-27.8			-87.45	30.25
PE131.02C	78121	6.2	-7.1			-59.93	73.48
PE131.03B	98389	28.6	-12.4			-47.76	60.93
PE131.04C	95600	10	-18.3			266.03	50.31
PE131.05A	124272	6.3	-25			-54.32	57.76
PE131.06B	22719	277.3	-31.1			-5.36	47.84
PE131.07B	111654	4.9	-25.6			-58.56	56.44
PE131.08B	134582	354.4	-20.7			-49.37	63.55

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 328.1 I = -28.3 k = 100 Alpha 95 = 5.6

Site PE132

Coordonnées géographiques : 11°08'12" S ; 77°16'02" W

Lithologie : monzogranite Sayan Age : 68.5 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE132.01C	46551	9.1	-34.8	-11.63	-29.59		
PE132.02C	23432	8.9	-17			-64.15	48.5
PE132.03B	27662	350.9	-27.9			-39.35	56.4
PE132.04D	40645	335.2	-34.3			-68.8	50.2
PE132.05D	53474	302	-49.6			-80.78	37.19
PE132.06D	113773	36.5	-17.1			-64.07	64.84
PE132.07C	15241	157.8	37.1			-48.59	45.99
PE132.08D	17109	132.7	34.8			-58.89	54.3

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 347 I = -27.9 k = 102 Alpha 95 = 6.2

Site PE143

Coordonnées géographiques : 11°02'28" S ; 77°06'48" W

Lithologie : monzogranite Sayan Age : 68.5 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE143.01B	16011	149.4	43.9			-89.56	38.69
PE143.02C	67730	1.7	-52.1			-43	61.83
PE143.03C	15964	68.8	2			-28.33	62.16
PE143.04C	32588	84.9	16.4			-74.03	46.07
PE143.05C	21436	35.4	23.8			266.92	37.86
PE143.06B	31025	3.5	32.9			-85.15	31.17
PE143.07B	14279	150.2	7.2	159.16	32.86		
PE143.08C	17055	131.3	51.8			-73.44	35.21

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 159.5 I = 29.7 k = 152 Alpha 95 = 5.1

Site PE144

Coordonnées géographiques : 11°02'48" S ; 77°07'05" W

Lithologie : monzogranite Sayan Age : 68.5 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE144.01C	21070	158.7	35			261.28	34.09
PE144.02C	8083	20.5	-29.4			-77.52	40.03
PE144.03B	9629	125.1	-5.7			-77.49	52.84
PE144.04C	12295	58.4	45.4			239.43	48.82
PE144.05C	16170	16.6	12.8			263.34	49.92
PE144.06C	28843	63.5	39.6			14.03	28.96
PE144.07B	19106	.8	71.4			242.53	6.4
PE144.08A	14754	88.9	54.2			217.56	25.15
PE144.09B	26520	113.6	42.1			0	50.02

Direction moyenne retenue :

n = 9 D = 129.3 I = 34.2 k = 59 Alpha 95 = 6.8

Site PE150

Coordonnées géographiques : 13°03'36" S ; 76°13'02" W

Lithologie : tonalite Tiabaya Age : 78 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE150.07C	413595	146	39.4	154	33		
PE150.01B	383789	161	34.5	154.5	33		
PE150.02C	429415	126.7	36.1	142.5	35		
PE150.03C	388150	164.3	25	144	36		
PE150.04B	320039	126.5	39.4	-213.1	37.1		
PE150.05C	419105	151.1	35.5	143	33.8		
PE150.06C	395455	140.1	36.6	150	35		

Direction moyenne retenue :

n = 7 D = 147.9 I = 34.8 k = 330 Alpha 95 = 2.9

Site PE151

Coordonnées géographiques : 12°48'00" S ; 75°59'30" W

Lithologie : granodiorite Tiabaya Age : 78 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE151.01C	1650	158.3	46.8	154.96	46.4		
PE151.02B	1770	177.6	35.8	172.89	35.26		
PE151.03B	1020	185.9	19.3	-175.22	21.26		
PE151.04C	1440	161.7	49.8	156.04	48.48		
PE151.05C	885	160.6	56.1	152.78	57.25		
PE151.06C	571	148.4	57.4	151.33	58.83		
PE151.07C	561	136.8	58.4	139.84	59.85		
PE151.08C	87	36.6	25.3			-78.22	21.59
PE151.09C	314	130	53.8	135.69	57.03		
PE151.10C	1490	163.4	51.8	159.46	51.96		

Echantillons rejetés : 2 (02B; 03B)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 151.1 I = 54.8 k = 129 Alpha 95 = 4.9

ANNEXE 4

Données paléomagnétiques du Groupe Calipuy du Centre du Pérou

Site PE107

Coordonnées géographiques : 11°43'38" S ; 76°15'52" W

Lithologie : brèche Calipuy Age : Eocène-Miocène moyen

Correction tectonique : 165 15

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE107.01A	18081	37.6	49.3	141.8	22.1		
PE107.02B	107261	319.7	35.4	-28	39.5		
PE107.03B	36234	38.1	-8.7			-58.9	62.4
PE107.04B	61021	7.7	-21				
PE107.05D	6881	339.1	-23.7	171.8	21.6		
PE107.06C	1641	9.5	-80.4			-30.5	63.1
PE107.07B	3951	153.4	22.8			-92.5	34.2
PE107.08D	3926	157.3	20.9	161.8	31.1		
PE107.09B	10926	41.8	-17.7			-61.8	49.1
PE107.10B	4706	103.8	44.5			-29.1	51.1
PE107.11A	19634	42.3	4.7			-78.3	44.5
PE107.12A	13712	21.4	-5.6			98.5	1.1
PE107.13B	5886	115	-50.6			-1.4	55.5
PE107.14A	27686	12.4	-22.2			-66.4	42.8
PE107.15A	12332	72.3	6.1			-84.7	38.6

Echantillons rejetés : 4 (02B; 04B; 05D; 12A)

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 163.1 I = 32.9 k = 82 Alpha 95 = 5.4

Site PE108

Coordonnées géographiques : 11°42'33" S ; 76°15'58" W

Lithologie : brèche Calipuy Age : Eocène-Miocène moyen

Correction tectonique : 332 -35

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE108.01B	18811	1.8	18.1	138.1	34.3		
PE108.02C	10819	227.6	-52			9.5	61.5
PE108.03B	22163	359.6	3.1	155.1	45.7		
PE108.04B	19799	36	-3.5	132.9	46.8		
PE108.05C	32458	283.6	59.7			19.8	9.90
PE108.06C	30687	253.1	-41			-88.6	72.2
PE108.07C	25904	35.3	-23	136	44.9		
PE108.08B	8192	10	3.4			-52.2	76.6
PE108.09A	25634	70.3	45.7			38.7	39
PE108.10C	3414	283.8	14			1.7	50.4
PE108.11B	19131	283	35.7				

Echantillons rejetés : 1 (11B)

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 161 I = 32.9 k = 19 Alpha 95 = 11.9

Site PE214

Coordonnées géographiques : 12° 08' 30" S ; 76° 33' 30" W
 Lithologie : tuf Calipuy Age : Eocène - Miocène moyen
 Correction tectonique : 62 18

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE214.01D	1945908	284.38	-69.95			-87.7	20.1
PE214.02D	1861028	310.46	-47.05			-80.8	38.3
PE214.03D	2026380	298.34	-65.91	-63.2	-68		
PE214.04D	1971137	295.81	-64.63	-63.9	-65.9		
PE214.05D	1740261	309.69	-57.65	-50.6	-56.6		
PE214.06E	1723314	299.46	-56.39	-58.6	-51.7		
PE214.07A	1778570	323.28	-63.56			21.5	14.3
PE214.08D	2026727	317.02	-57.76	-42.3	-59.2		
PE214.09D	1818727	325.5	-55.9	-34	-56		
PE214.10A	1986031	315.75	-48.11			-69.6	38.5
PE214.11D	1907584	310.41	-49.93			-9.8	32.1
PE214.12C	2060994	307.1	-29.08			-101.2	49.9

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 314.4 I = -38.5 k = 44 Alpha 95 = 6.8

Site PE215

Coordonnées géographiques : 12° 09' 00" S ; 76° 32' 00" W
 Lithologie : tuf Calipuy Age : Eocène - Miocène moyen
 Correction tectonique : 62 18

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE215 01D	7674945	343.34	-27.32				
PE215 02C	1.158939E+07	347.73	-28.11			45.7	45.5
PE215 03C	5288236	344.15	-30.48			-58.5	51.2
PE215 04D	1179805	359.25	-28.92			-46.2	52.3
PE215 05D	1048438	345.49	-32.45	-14.8	-32.1		
PE215 06C	195932.3	342.44	-30.7	-16.4	-30.4		
PE215 07D	784566.2	343.84	-31.13	-17.9	-32.2		
PE215 08D	1529966	2.16	-37.07			-31.3	47.8
PE215 09E	873285.2	342.56	-30.98			-63.7	48.6
PE215 10D	862485.4	347.9	-33.21			48.2	39.4
PE215 11D	1115883	342.16	-27.3	-17	-26.4		

Echantillons rejetés : 1 (01)

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 343.5 I = -13.8 k = 249 Alpha 95 = 3.2

Site PE216

Coordonnées géographiques : 12° 08' 55" S ; 76° 33' 30" W
 Lithologie : tuf Calipuy Age : Eocène - Miocène moyen
 Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE216 02C	1296887	353.2	-23.91			-46.8	59.6
PE216 03C	772267.6	.85	-22.92			64.2	51.7
PE216 04C	1370744	351.91	-18.79			12	71.3
PE216 05C	1289227	353.09	-19.49			46.6	59.6
PE216 06C	1711641	351.24	-15.09			30.4	71.8
PE216 07C	1144362	1.42	-17.9			-22.5	71
PE216 08C	1640474	17.26	-16.26			41.6	72.8
PE216 09C	831392.1	358.09	-18.82			38.2	66.4
PE216 10C	859019.4	11.89	-26.51			24.9	63.3
PE216 11C	547357.6	329.89	-6.46			57.2	16.3
PE216 12B	1224142	352.74	-21.9			46.5	56

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 343.9 I = -16.7 k = 187 Alpha 95 = 3.3

ANNEXE 5

Données paléomagnétiques du Groupe Nazca du Centre du Pérou

Site PE204

Coordonnées géographiques : 14° 48' 00" S ; 74° 39' 20" W

Lithologie : tuf Nazca Age : 22-19 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE204 01B	131465.8	164.57	30.68	166.3	25.7		
PE204 02A	78999.3	165.45	35.51	165.6	30.3		
PE204 03C	141585.2	170.87	30.35	163.7	28.7		
PE204 04C	132415.1	159.73	37.56	155.9	34		
PE204 05B	121308.3	170.07	34.65	169.9	26.7		
PE204 06B	213745	167.77	19.23	166.5	17.8		
PE204 07B	271630	173.86	23.32	171	23.7		
PE204 08B	320284.1	171.08	28.65	167.7	29.6		
PE204 09C	291335.4	168.87	27.31	166.3	28.4		
PE204 10B	199149.4	167.95	26.35	166.2	25.2		
PE204 11B	168164.9	165.18	38.79	171.3	26		
PE204 12B	121180.1	174.49	32.75	170.8	26.5		

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 166.9 I = 26.9 k = 225 Alpha 95 = 2.9

Site PE205

Coordonnées géographiques : 14° 48' 50" S ; 74° 39' 55" W

Lithologie : tuf Nazca Age : 22-19 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE205 01C	42286.9	132.98	31.41			-85.68	50.67
PE205 02C	42857	150.13	21.63	154.8	16.6		
PE205 03C	56997.4	151.37	24.57	157.5	18.2		
PE205 04C	49644	151.34	19.66	158.6	16.7		
PE205 05D	45770.8	149.42	20.43	163	14.5		
PE205 06C	47281.1	152.21	15.99	155.9	12.8		
PE205 07D	141321.1	152.55	15.55	153.7	14.5		
PE205 08C	78882.8	161.34	12.88	162.4	11.5		
PE205 09D	63790.7	157.44	13.66	157.9	10.8		

Direction moyenne retenue :

n = 9 D = 158.3 I = 14.9 k = 352 Alpha 95 = 2.8

Site PE206

Coordonnées géographiques : 14°47'00" S ; 74°38'00" W

Lithologie : tuf Nazca Age : 22-19 Ma

Correction tectonique: 01,02 (295 -8); 03,04 (100 10); 05 à 07 (176 4); 08 à 10 (0 0); 11 (232 9)

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE206 01C	287152.2	161.41	29.57	164.3	28.1		
PE206 02C	311109.7	160.55	28.95	158	26.6		
PE206 03B	591465.9	160.46	24.67	158.7	23.5		
PE206 04C	286514.3	164.62	30.52	160.9	29.2		
PE206 05B	291533.8	172.15	28.71	168.3	27.5		
PE206 06B	480805.8	164.45	29.85	161.3	29.9		
PE206 07B	297899.6	159.88	27.77	155.3	28.2		
PE206 08C	296133.7	163.75	23.01	162.4	21.2		
PE206 09B	282257.3	159.04	26.41	156.8	24		
PE206 10B	223244.4	164.88	26.98	161.6	22.7		
PE206 11C	327512.3	175.61	24.74	163.7	23.1		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 162.6 I = 24.2 k = 165 Alpha 95 = 3.6

Site PE207

Coordonnées géographiques : 14° 48' 30" S ; 74° 39' 50" W

Lithologie : Tuf Nazca Age : 22-19 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE207 01B	97260	175.95	34.47	178.5	27.3		
PE207 02B	69351.2	176.38	34.34	170.8	27.4		
PE207 03B	83961.5	174.28	36.91	167	28.1		
PE207 04C	76589.9	175.5	33.51			62.4	30.1
PE207 05C	71642.5	167.92	35.64	162.7	29.1		
PE207 06C	88384.4	170.9	32.34	164.8	24.4		
PE207 07C	64149.1	168.32	36.57			49.4	32.7
PE207 08C	71498.4	165.9	33.21	164.3	25.4		
PE207 09A	199193.6	145.3	17.81			-13.8	72.3
PE207 10C	72375.1	166.19	31.12			50.3	36
PE207 11B	60973.7	178.21	33.53			64	31.8

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 167.3 I = 26.4 k = 164 Alpha 95 = 3.7

Site PE208

Coordonnées géographiques : 14°49'00" S ; 74°40'30" W

Lithologie : tuf Nazca Age : 22-19 Ma

Correction tectonique : 125 -15

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE208 01A	155913.2	158.06	24.55	160	20.1		
PE208 02B	184893.3	168.46	24.38	169.8	20.6		
PE208 03 B	159501.1	167.37	29.62	171.5	25.9		
PE208 04B	151657.3	165.42	28.06	171.5	20.6		
PE208 05B	167544.5	162.57	24.57	166.1	22.2		
PE208 06B	154328.1	165.33	25.85	168.9	21.1		

Direction moyenne retenue :

n = 6 D = 160.5 I = 32.6 k = 329 Alpha 95 = 3.7

Site PE209

Coordonnées géographiques : 14° 44' S ; 75° 04' W

Lithologie : tuf Nazca Age : Miocène inférieur

Correction tectonique : 38 -2

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE209 01C	163073.9	281.41	-62.28	17.6	-73.5		
PE209 02C	181348.8	353.86	-76.49	32.3	-76.4		
PE209 03D	204777.4	260.73	-50.78			-28.5	7.4
PE209 04C	214865.3	262.56	-42.12			-21.9	5.3
PE209 05C	341293.7	265.26	-29.96			-14.9	7.9
PE209 06D	585729	284.59	-39.28			7.7	15.8
PE209 07D	402614.5	288.26	-23.63			6.4	15
PE209 08D	642290.7	289.29	-14.28			5.4	5.6
PE209 09E	1034034	321.31	.16			51	4.5
PE209 10E	722923.2	318.6	1.15			45	10.4
PE209 11D	121818.9	354.97	-56.71	24.9	-81		
PE209 12C	168949.2	340.88	-59.71				
PE209 13C	139334.9	352.65	-61.07	-1	-80		

Echantillons rejetés : 2 (01C; 12C)

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 18.9 I = -79.5 k = 291 Alpha 95 = 2.8

ANNEXE 6

Données paléomagnétiques des formations intrusives cénozoïques du Centre du Pérou

Site PE104

Coordonnées géographiques : 11°52'56" S ; 76°28'13" W

Lithologie : granite Surco Age : 21 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE104.01C	65184	313.7	-25.5			-79.1	28.1
PE104.02C	52360	87.1	-31.9	164.6	45.4		
PE104.03C	64653	83.6	-36.5			260.6	34.3
PE104.04C	67755	92.1	30.1	162.1	43.9		
PE104.05C	78736	348.8	53.7			-74.1	37.4
PE104.06C	107440	23.1	29.6	158.8	46.3		
PE104.07C	41236	249.3	-51.6	144.6	40.3		
PE104.08C	109757	198.9	39.1	156.5	37		
PE104.09D	245035	106.7	22.6	160.5	43.3		
PE104.10C	104511	37.7	43.5	163.9	55.5		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 156.1 I = 43.5 k = 85 Alpha 95 = 5.3

Site PE105

Coordonnées géographiques : 11°52'56" S ; 76°28'34" W

Lithologie : cheminée volcanique rhyolitique Surco Age : 5.4 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE105.01C	260197	182.9	45.5	167.5	46		
PE105.02C	137941	177.3	45.6	170	46		
PE105.03C	116339	172.5	48.7	167.5	40		
PE105.04C	294944	178	35.8	177	29		
PE105.05C	270584	177	47.1	176	29		
PE105.06C	197989	185.9	38.2	180	43		
PE105.07C	149826	174.6	43.4	173.5	37		
PE105.08B	339316	188.3	50.9	187	43		
PE105.09C	190051	188.9	28	180	28		

Direction moyenne retenue :

n = 9 D = 175.5 I = 38 k = 82 Alpha 95 = 5.1

Site PE106

Coordonnées géographiques : 11°52'46" S ; 76°26'40" W

Lithologie : granite Surco Age : 21 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE106.01C	86701	109.8	27.7			-41.35	59.22
PE106.02A	130013	92.9	.8			69.92	46.04
PE106.03C	115787	165.6	-21.9			86.86	14.95
PE106.04C	112881	285.1	-8.9				
PE106.05C	115741	326.5	-65.3	176.2	11.55		
PE106.06A	132280	262.6	-34.5			92.07	26.49
PE106.07C	80587	239	-13.6				
PE106.08C	113239	324.4	-54.3			48.92	66.68
PE106.09B	83353	170.4	12.3	173.31	4.6		
PE106.10C	80657	216	-14.8			254.29	25.02
PE106.11C	90941	20.3	-46.5			-67.24	41.93
PE106.12C	81698	297.9	-31.4			62.46	17.86

Echantillons rejetés : 2 (04C; 07C)

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 174.6 I = 14.1 k = 32.9 Alpha 95 = 9.1

Site PE122

Coordonnées géographiques : 12°40'00" S ; 75°57'30" W

Lithologie : monzogranite Catahuasi Age : 24 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE122 02C	114791	350.3	-15.9	342	-19		
PE122 03C	89004	354.7	-10.3	348	-19		
PE122 04C	91531	6.6	1.4	0	-25		
PE122 05D	87679	340.8	-7.6	0	-37		
PE122 06C	99046	2.4	-16.7	0	-27		
PE122 07C	68342	3.8	-19.7	339.5	-19		
PE122 08C	157973	354	-21.4	344	-16		
PE122 09C	97999	356.6	-29.1	338	-21.5		
PE122 10C	64704	13.8	-30.2	352	-19		
PE122 11C	68219	359.2	-6.2	349	-39		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 350 I = -24.8 k = 54 Alpha 95 = 5.7

Site PE139

Coordonnées géographiques : 10°42'45" S ; 76°50'19" W

Lithologie : tonalite Churin E Age : 14 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE139.01D	221169	292.2	-48.9			11.57	69.23
PE139.02B	118038	98.2	-13.9			25.3	67.37
PE139.03C	244012	346.8	-7.2			266.19	73.56
PE139.04C	49835	95.3	-4.2				
PE139.05B	4032	318	17.7				
PE139.06B	166744	55.8	-38.5			56.6	51.4
PE139.07C	160289	222.1	-60.3				
PE139.08C	105752	262.5	-50.2				
PE139.09C	215900	345.6	-48.7			94.3	46.47
PE139.10B	159844	276.9	-38.8			32.05	56.27

Echantillons rejetés : 5 (04C; 05B; 07C; 08C; 09D)

Direction moyenne retenue :

n = 5 D = 329.3 I = -11.6 k = 241 Alpha 95 = 5

Site PE140

Coordonnées géographiques : 10°51'08" S ; 76°55'29" W

Lithologie : tonalite Churin W Age : 31 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE140.01B	232249	345.7	-3.7			-31.9	57.9
PE140.02C	257186	321.6	-31	-17.61	-19.07		
PE140.03C	199309	320.4	-58.4			268.4	32.2
PE140.04D	234186	336.3	-19.2	-12.43	-35		
PE140.05C	332875	355.4	-7.2				
PE140.06C	274351	294.8	-29.3			-1.6	58.5
PE140.07D	287218	27	-32.9			58.7	60.9
PE140.08D	210338	301.1	-22.9	-21.8	-29.5		
PE140.09D	378488	347.5	-43.6	-20.2	-20.8		

Echantillons rejetés : 2 (05C; 07D)

Direction moyenne retenue :

n = 7 D = 341.5 I = -27.5 k = 124 Alpha 95 = 5.7

Site PE152

Coordonnées géographiques : 12°49'14" S ; 75°58'00" W

Lithologie : tonalite Catahuasi Age : 24 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE152.01C	603796	174.3	35.8	180	41		
PE152.02C	173474	166.3	54.8	178.5	48		
PE152.03C	103965	307.3	14.4	174.5	44		
PE152.04C	210370	175.8	48.6	175.5	44		
PE152.05C	230412	162.8	49.7	174	41		
PE152.06C	195177	146.5	42.1	163.5	46		
PE152.07B	164968	157.8	74.7	169	44.5		

Direction moyenne retenue :

n = 7 D = 175.1 I = 44.5 k = 224 Alpha 95 = 3.3

Site PE153

Coordonnées géographiques : 12°49'20" S ; 75°57'13" W

Lithologie : tonalite Catahuasi Age : 24 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE153.01C	439653	103.5	73.5	173	53		
PE153.02B	301699	357.9	-.8	188.5	47.5		
PE153.03B	282025	148.6	56.6	178	49.5		
PE153.04C	1170000	163	43.7	165.5	51		
PE153.05C	415010	202	45	170	48		
PE153.06C	530261	159.6	64.9	174	50		
PE153.07C	869701	155.2	58.5	172.5	47		

Direction moyenne retenue :

n = 7 D = 176.3 I = 49 k = 185 Alpha 95 = 3.6

Site PE210-211

Coordonnées géographiques : PE210 : 11° 15' 40" S ; 76° 46' 00" W PE211 : 11° 15' 50" S ; 76° 46' 30" W

Lithologie : granite Acos Age : -37 Ma ?

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE210 01B	115.6	77.56	-4.09				
PE210 02B	1164.6	4.43	-17.05			-67.6	39.8
PE210 03A	4637	344.41	-18.64				
PE210 04B	47429.2	359	-20.91			76.5	24.7
PE210 05A	34464.2	353.73	-20.8			68.2	31.1
PE210 06A	85880.5	.01	-23.51	-3.4	-17.6		
PE210 07A	83486.2	2.95	-21.75	2.69	-17.7		
PE210 08A	127746.3	358.86	-21.95	-4.1	-17.2		
PE210 09B	3664.2	2.42	-26.65				
PE210 10D	6890.1	5.16	-18.15	4.5	-17.1		
PE210 11B	1941.9	20.59	-33				
PE210 12B	10869.8	350.64	-11.42	-9.5	-8.5		
PE211 01A	84097.6	348.49	-22.26				
PE211 02A	84145.8	344.99	-10.26			90.2	7.6
PE211 03A	90968.2	349.39	-20.97				
PE211 04B	84235.6	352.54	-22			82.9	10.3
PE211 05A	71306.2	344.22	-7.24			78.9	16.3
PE211 06B	84774.9	349.96	-13.45			103	23
PE211 07A	67969.4	342.15	-5.98			74.7	10.2
PE211 08A	49423.7	354.51	-5.58			76.1	0.4
PE211 09B	58087.6	351.35	2.22			84.5	2
PE211 10A	59547.5	358.11	-19.8			84.6	10.7
PE211 11B	91400	4.46	-15.07			87.8	12

Echantillons rejetés : 1 (PE211.06B)

Direction moyenne retenue :

n = 16 D = 356.3 I = -17.7 k = 120 Alpha 95 = 3.5

Site PE212

Coordonnées géographiques : 11° 15' 20" S ; 76° 50' 20" W

Lithologie : granite Acos Age : -37 Ma ?

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
01C	851280.3	351.61	-28.91			62.4	39.5
02A	552143.9	350.77	-13.48			66.4	38.9
03A	1513367	1.04	-27.89	0.4	-29.6		
04B	1032924	358.02	-26.61			64.5	42.4
05A	729337.6	354.86	-34.87	3.1	-36.6		
06A	615012.1	357.27	-30.66			53.8	43.8
07A	378484.5	6.09	-39.9			68.2	34.1
08A	1019295	357.91	-30.06			66.3	31.6
09B	1466158	355.38	-28.46	2.6	-31.6		
10A	1376767	352.66	-29.19	-5.3	-33.4		
11C	651323.5	345.12	-33.39	-12.6	-38.4		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 0 I = -32.2 k = 180 Alpha 95 = 3.5

Site PE213

Coordonnées géographiques : 11° 15' 40" S ; 76° 49' 15" W

Lithologie : granite Acos Age : ~37 Ma ?

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
01A	272149.3	.29	-30.66			52.3	39.3
02B	184318	345.91	-32.8			269.2	4.8
03B	234796.7	344.95	-39.6			54.1	23.3
04A	176373.3	359.07	-39.44			-91	0.1
05A	114986.2	354.48	-32.99	-6.4	-38		
06A	108024.5	354.57	-33.26			59.3	33.4
07A	103424	338.86	-26.82	5.6	-31.9		
08A	118752.8	345.32	-28.2	-0.6	-31.7		

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 357 I = -35.8 k = 146 Alpha 95 = 4.9

Site PE217

Coordonnées géographiques : 11° 55' 00" S ; 76° 34' 00" W

Lithologie : dyke dioritique Age : 39-31 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE217 02C	882	155.79	40.42	168.6	34.3		
PE217 03D	676.7	11.19	-5.75			-89.5	14.4
PE217 04E	563.5	128.88	73.9			257.3	33.7
PE217 05B	291567.3	353.72	10.82			-77.8	37.9
PE217 06B	197791.7	100.33	48.13			-81.5	26.9
PE217 07B	129244.4	349.35	84.41			259.1	43.6
PE217 08C	206324.8	344.79	8.02			-68.1	50.9
PE217 09C	69225.4	48.18	37.81			-57.1	55.3
PE217 10D	1375.1	70.17	32.21			-84.9	43.9
PE217 11D	2830.8	124.85	40.37			6.9	47
PE217 12B	7587.5	129.55	27.26				
PE217 13D	973.8	43.8	37.18	141.8	34.8		
PE217 14D	3605.4	324.11	-16.76	-30.8	-26.5		

Direction moyenne retenue :

n = 13 D = 152.3 I = 33.8 k = 53.4 Alpha 95 = 5.9

Site PE218

Coordonnées géographiques : 11° 54' 55" S ; 74° 34' 30" W

Lithologie : dyke dioritique Age : 39-31 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE218 02D	641203.1	324.71	46.24			66.9	14.8
PE218 03D	167582	60.1	44.19			-86.3	41.4
PE218 04D	608159.9	135.35	40.98			-82.8	36.6
PE218 05D	231201.5	23.04	31.8			263.8	34.9
PE218 06C	483731.2	152.64	43.53			249	6.6
PE218 07D	209663.6	.08	.59			265.5	34.4
PE218 08D	276292	71.94	43.64				
PE218 09D	191166.4	104.59	60.96			251.1	24.1
PE218 10D	176368.3	318.43	35.14			67.9	4.7

Echantillons rejetés : 1 (08)

Direction moyenne retenue :

n = 9 D = 159.2 I = 27 k = 166 Alpha 95 = 4

ANNEXE 7

Données paléomagnétiques des formations intrusives crétacé supérieur -
paléocènes du Sud du Pérou

Site PE168

Coordonnées géographiques : 17° 14' 04" S ; 70° 39' 06" W

Lithologie : granodiorite Linga Yarabamba Age : 61 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE168 01C	39705	94.6	-22.8	157.2	26.2		
PE168 02B	92206.4	39.28	-10.96	160	54.4		
PE168 03A	86788.9	22.91	12.04	173.6	53.3		
PE168 04B	138542.5	184.35	-14.94	175.8	25.1		
PE168 05A	103219.6	229.43	25.31	179.7	34.8		
PE168 06B	161727.1	279.27	-50.8			-57	36.4
PE168 07A	443230.5	333.48	-32.82			-46.4	53.2
PE168 08A	277876	308.02	-57.85			42.8	39.4
PE168 09B	204385.5	324.96	-7.55			8.8	29.1
PE168 10B	222499.4	317.22	-14.82			5.3	47.5

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 168.3 I = 40.7 k = 29 Alpha 95 = 9.4

Site PE169

Coordonnées géographiques : 17° 12' 40" S ; 70° 36' 23" W

Lithologie : granodiorite Linga Yarabamba Age : 61 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE169 01B	360278	133.3	-3.2	224.9	5.5		
PE169 02A	180085.4	125.51	1.4	43.3	24.9		
PE169 03B	839330.7	163.57	-5.33	253.4	14.5		
PE169 04B	1269279	163.65	-23	254.1	11.3		
PE169 05B	1722197	151.06	-7.93				
PE169 06B	1298168	99.66	-14.88	25.8	50.5		
PE169 07C	8193751	278.81	1.12				
PE169 08B	211096.6	26.66	32.31	-85.5	29.6		
PE169 09B	9400482	250.28	-31.33				

Echantillons rejetés : 3 (05B; 07C; 09B)

Direction moyenne retenue :

n = 6 D = 150.7 I = 35 k = 84 Alpha 95 = 7.4

Site PE186

Coordonnées géographiques : 16° 30' S ; 71° 36' W

Lithologie : diorite Age : Crétacé sup. - Tertiaire inf.

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE186 01A	46847	33.3	-29.2			-12.6	47.1
PE186 02B	133302.2	333.71	-64.49			36.9	45.1
PE186 03A	189099	324.12	-34.05			-26	71.1
PE186 04A	153162.1	307.22	-5.18			65	27
PE186 05A	170939.2	343.33	-50.17			-32.3	60
PE186 06B	157779.3	329.54	-25.45			-58	58.7
PE186 07B	149830.8	314.68	-20.91			-34.2	69.2
PE186 08C	168078.7	4.06	-60.13				

Echantillons rejetés : 1 (08C)

Direction moyenne retenue :

n = 7 D = 163.6 I = 27.1 k = 95 Alpha 95 = 6.2

Site PE187

Coordonnées géographiques : 16° 32' 26" S ; 71° 42' 34" W

Lithologie : monzodiorite Linga Arequipa Age : 70-62 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE187 01B	330218	124.7	42	123	38		
PE187 02C	418187	129.5	42	132.5	40		
PE187 03C	487164	129.4	32	128	28.5		
PE187 04B	322130	130.8	39.4	135.5	36.5		
PE187 05B	305433	123	41.1	128.5	33.5		
PE187 06C	319551	116.7	32.9	129.5	33		
PE187 07B	315735	116.4	34.3	123	31.5		
PE187 08B	414874	124.6	33.2	123	31		
PE187 09B	449688	126.8	27.4	129.5	29		
PE187 10B	652150	129.3	42.3	131	40.5		
PE187 11B	574613	120.8	34.2	123.5	32		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 127.8 I = 34 k = 218 Alpha 95 = 2.9

Site PE188

Coordonnées géographiques : 16° 31' 07" S ; 71° 43' 27" W

Lithologie : monzodiorite Linga Arequipa Age : 70-62 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE188 01B	1.77E+07	164.6	-1.9			75.76	66.7
PE188 02D	4.809E+07	168.09	-9.8			218.2	76.3
PE188 03B	1.46067E+08	104.89	8.49	103.8	7.9		
PE188 04A	3.2284E+07	110.09	5.7			11.4	56
PE188 05B	436000	157.69	-16.6			262.5	30.6
PE188 06B	1.1832E+07	132.29	18.1			26.2	42.9
PE188 07B	2.3925E+07	127.09	-6.4			211.6	56.6
PE188 08A	1.68615E+08	180.79	-46.81			202.2	40.4
PE188 09B	8746000	87.9	26.79			254.6	63.4
PE188 10B	2.2971E+07	109.89	6.2			228.6	76.2

Echantillons rejetés : 1 (05B)

Direction moyenne retenue :

n = 9 D = 113.7 I = 3.8 k = 29 Alpha 95 = 10.7

Site PE189

Coordonnées géographiques : 16° 31' 36" S ; 71° 46' 03" W

Lithologie : monzotonalite Linga Arequipa Age : 67 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE189 01B	130679	101.9	62	119	47		
PE189 02C	188596	134.9	57.3	146	44		
PE189 03B	109886	107.5	52.8	134	41.5		
PE189 04C	125687	64	57.3	-231.7	41		
PE189 05B	127201	63.9	64.7	131	46		
PE189 06B	232218	32.5	58.8	-249.2	53.5		
PE189 07B	103919	45.4	19.1	136	41		
PE189 08B	83673	60.8	26.3	130	42.5		
PE189 09B	146611	76.6	46	134.5	40		
PE189 10B	79509	63.5	3.1	128	28		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 130.2 I = 42.8 k = 76 Alpha 95 = 5.1

Site PE190

Coordonnées géographiques : 16° 28' 16" S ; 71° 42' 22" W

Lithologie : monzotonalite Linga Arequipa Age : 67 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE190 01C	660349	350.2	22				
PE190 02C	368890.1	340.56	-54.18	-37.1	-55.4		
PE190 03B	287586.2	332.85	-61.37			260.5	20.1
PE190 04A	356445.7	359.45	-12.32	-37.5	-53		
PE190 05C	322266.7	6.51	-34.66			267.7	23.8
PE190 06B	412263.8	16.05	-65.32			-77.9	26.5
PE190 07B	449703.1	354.61	-2.04			-79	23.6
PE190 08B	76958.3	353.68	71.25			260.3	30.2
PE190 09B	41703.5	316.02	-19.25			-75.9	64.8
PE190 10A	227239.7	308.86	-25.99			-70.4	37.4

Echantillons rejetés : 2 (01C; 09B)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 320.6 I = -53.3 k = 179 Alpha 95 = 4.5

ANNEXE 8

Données paléomagnétiques du Groupe Toquepala du Sud du Pérou

Site PE154

Coordonnées géographiques : 17° 09' 00" S ; 71° 00' 13" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70 - 59 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE154 01A	1321	314	-49	-46.1	-49.9		
PE154 02B	2197.4	336.21	-42.04	-28.1	-44.4		
PE154 03B	1363.7	333.08	-43.09	-34.2	-43.4		
PE154 04B	1530.9	340.24	-40.58	-24.9	-39.8		
PE154 05B	2032.9	340.06	-40.79	-28.8	-44.1		
PE154 06B	1508.7	331.08	-44.46	-35.8	-43.4		
PE154 07A	1441.9	335.53	-42.83	-25.5	-43.2		
PE154 08A	1496.2	339.21	-41.42	-28.3	-43.2		
PE154 09A	1611.3	333.57	-40	-30.3	-40.3		
PE154 10B	905.6	330.23	-44.93	-31.2	-41.7		
PE154 11B	1082	332.95	-42.3	-31.9	-46		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 328.8 I = -47.7 k = 266 Alpha 95 = 2.8

Site PE155

Coordonnées géographiques : 17° 09' 51" S ; 70° 59' 41" W

Lithologie : andésite Toquepala Age : 70 - 59 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE155 01B	87544	291.7	5.9			22.8	25.1
PE155 02A	44457.6	287.56	1.33			23.6	45.2
PE155 03A	29659.9	276.88	-5.98			2.6	48.2
PE155 04A	10437.4	239.44	11.93			-21.8	39.5
PE155 05A	12162.5	256.32	23.79			6.7	43.4
PE155 06A	6161.5	352.33	-19.51			269.1	50.4
PE155 07A	207358.1	355.47	-12.82			268.3	10.5
PE155 08A	6042.9	356.18	-9.1			-88.3	37.7

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 149.5 I = 39.6 k = 68 Alpha 95 = 6.8

Site PE156

Coordonnées géographiques : 17° 07' 47" S ; 71° 00' 39" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 43 -25

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE156 01B	44336	119.6	38.9	120.9	20.1		
PE156 02B	39550.4	132.32	11.09	132.4	15.7		
PE156 03B	29690.1	130.68	8.24	127.8	17.8		
PE156 04B	35236.9	131.88	13.95	130.3	18.7		
PE156 05B	30352.6	135.56	6.23	132.3	14.3		
PE156 06C	49415.1	141.52	15.3	138	21.8		
PE156 07B	42609.7	144.67	11.54	136.5	19.1		
PE156 08B	114170	223.98	13.5			-37.3	28.6
PE156 09B	66074	146.25	18.75	140.9	22.6		
PE156 10B	470057.4	346.98	27.1			244.4	29.6
PE156 11B	53821.4	228.14	-27.99			-79.2	36.4
PE156 12B	51515.2	132.32	21.18	131.1	23.7		

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 131 I = 46 k = 101 Alpha 95 = 4.4

Site PE157

Coordonnées géographiques : 17° 08' 47" S ; 71° 00' 44" W

Lithologie : andésite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 290 8

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE157 01B	623341	336.3	-12.5	-26.9	-8.6		
PE157 02B	303238	331.5	-11.4	-26.9	-6.4		
PE157 03A	634231	342.8	-8.9	-21.8	-6.1		
PE157 04C	513767	332.9	-9.4	-28.9	-6.1		
PE157 05B	347093	321.4	-16	-41.2	-14		
PE157 06B	279326	348.3	-17.6	-17.4	-13.5		
PE157 07B	154005	327.3	-18.6	-36.5	-12.3		
PE157 08B	205322	334.2	-10.5	-28.7	-8.5		
PE157 09B	141745	335.1	-16	-27.2	-10.3		
PE157 10A	104503	340.2	-17	-23.7	-12.3		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 330.8 I = -15.2 k = 121 Alpha 95 = 4.4

Site PE158

Coordonnées géographiques : 17° 23' 44" S ; 71° 02' 04" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE158 01B	60646	331.4	-45.9	-30.4	-42.6		
PE158 02A	61587	328.7	-49	-30	-36.5		
PE158 03A	71362	351.5	-46.4	-20.4	-37.5		
PE158 04A	65261	330.9	-50.7			42.7	13.6
PE158 05B	60743	323.4	-45.5	-33.6	-43		
PE158 06B	61997	329.8	-44.5			-11.8	45.3
PE158 07A	57160	344.5	-31.3	-25.3	-28.6		
PE158 08A	55622	334.3	-36.5	-32.2	-37		

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 330.3 I = -38.7 k = 148 Alpha 95 = 4.7

Site PE159

Coordonnées géographiques : 17° 24' 25" S ; 71° 02' 43" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE159 01B	58609	339.5	-49.5	-34.8	-45.5		
PE159 02B	55006	325	-51	-26.6	-48.6		
PE159 03A	79617	329.7	-40	-30	-46.2		
PE159 04B	70365	309.6	-36.7	-28.9	-45.5		
PE159 05B	77950	320.9	-44.3	-35	-45.7		
PE159 06A	74066	319.4	-42.4	-36.6	-41.6		
PE159 07A	71101	354.6	-40.8	-8.7	-38.8		
PE159 08A	75893	323.8	-48.2	-38.5	-47		
PE159 09A	78599	327.2	-46.7	-31.9	-46.7		

Echantillons rejetés : 1 (07A)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 327.2 I = -45.9 k = 544 Alpha 95 = 2.4

Site PE160

Coordonnées géographiques : 17° 09' 11" S ; 70° 51' 43" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE160 01C	475564	341.7	-22.4	340	-23		
PE160 02C	469726	339.4	-27.7	336.5	-29		
PE160 03B	507162	340.7	-25.6	338	-26		
PE160 04B	503108	326.5	-26.1	340	-26		
PE160 05C	520275	346.5	-27.7	343	-28.5		
PE160 06A	374892	340.2	-18.4	335	-17.5		
PE160 07B	338277	337.4	-25.7	335	-27		
PE160 08B	332553	337.4	-28.6	333	-29		
PE160 09B	335208	337.5	-28.8	333.5	-29		
PE160 10C	331789	335.4	-27.8	332	-29.5		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 336.6 I = -26.5 k = 273 Alpha 95 = 2.7

Site PE161

Coordonnées géographiques : 17° 06' 12" S ; 70° 50' 27" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE161 01C	50945	312.2	-46.4	-50.6	-47.2		
PE161 02C	50163.2	320.65	-41.26	-42.7	-44.6		
PE161 03B	54035.5	317.04	-46.31	-49.1	-50.2		
PE161 04C	45595.8	322.56	-37.8	-40.8	-42.3		
PE161 05C	50969.4	321.72	-39.79	-41.1	-43.7		
PE161 06B	48803	319.96	-42.54	-42.6	-44.9		
PE161 07B	48051.1	321.33	-41.94	-39.7	-44.8		
PE161 08	54533.2	318.02	-45.67	-47	-48.3		
PE161 09B	53732.5	315.99	-44.23	-46.4	-47.3		
PE161 10B	60238	313.55	-45	-48.8	-47.5		
PE161 11B	51202.1	321.12	-41.11	-40.8	-43.9		
PE161 12C	24592.7	321.23	-33.1	-43.5	-37.6		

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 315.7 I = -45.3 k = 371 Alpha 95 = 2.3

Site PE166

Coordonnées géographiques : 17° 11' 09" S ; 70° 33' 03" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 135 18

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE166 01A	17801	144.3	35.09	137.8	33.7		
PE166 02A	10320.7	117.99	43.43	136.5	42.3		
PE166 03B	13031	124.15	35.52	133.4	32.5		
PE166 04A	20402	130.82	30.65	143.1	25.6		
PE166 05A	16943.4	137.17	30.55	148	29.1		
PE166 06A	12647.8	124.53	30.75	140.1	33.9		
PE166 07B	17187.9	121.73	14.93	135.7	13.8		
PE166 08B	18915.3	121.41	29.52	137.1	25.9		
PE166 09A	18654.1	137.69	32.9	148	31.6		
PE166 10B	14662.4	117.72	39.42	138.5	34.5		
PE166 11B	11638.3	120.17	30.22	140.6	31.4		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 149.8 I = 27.4 k = 96 Alpha 95 = 4.7

Site PE176

Coordonnées géographiques : 17° 05' 08" S ; 70° 49' 40" W

Lithologie : rhyolite Toquepala Age : 70-59 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE176 01B	48754	347.7	-46.1	-12.3	-47.3		
PE176 02B	44305	341.31	-50.5	-23.2	-53.3		
PE176 03C	61695.4	326.72	-49.96	-41.2	-55.8		
PE176 04B	77717.6	330.52	-51.49	-27.6	-54.7		
PE176 05A	71297.9	339.84	-43.37	-23.3	-47.8		
PE176 06C	64251.3	326.41	-50.01	-33.6	-55.8		
PE176 07A	43947.7	327.57	-44.43	-34.8	-46.8		
PE176 08B	57285.1	326.66	-42.09	-34.4	-47.8		

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 331.5 I = -51.5 k = 133 Alpha 95 = 4.8

ANNEXE 9

Données paléomagnétiques des formations volcaniques d'âge oligocène supérieur à miocène du Sud du Pérou

Site PE178

Coordonnées géographiques : 16° 57' 29" S ; 71° 07' 39" W

Lithologie : tuf moquegua Supérieur Age : Oligocène sup.- Miocène inf.

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE178 01D	12417	26.1	-29.5				
PE178 02D	12314.2	19.94	-41.18			-23.1	39.7
PE178 03D	12193.9	19.46	-40.47			33.9	47.4
PE178 04B	13502.9	13.23	-34.9			19.6	54.6
PE178 05C	14338.7	14.52	-28.59			-19.1	54.3
PE178 06C	11508.2	13.77	-23.29			35.2	66
PE178 07D	20415.4	16.37	-25.16			-40.2	49
PE178 08D	17804.4	5.21	-24.58			55.2	57.6
PE178 09D	17966.1	20.27	-30.73			16.4	59.3
PE178 10C	21262.2	11.02	-35.71			3.4	57.1
PE178 11D	16729.1	11.97	-31.65			18.2	57.2
PE178 12C	20452.7	359.53	-45.42			87.8	2
PE178 13B	19562.4	2.57	-45.39			78.3	15

Echantillons rejetés : 1 (01D)

Direction moyenne retenue :

n = 12 D = 4.6 I = -32.5 k = 147 Alpha 95 = 3.6

Site PE179

Coordonnées géographiques : 16° 56' 40" S ; 71° 07' 58" W

Lithologie : tuf Moquegua Supérieur Age : Oligocène sup.- Miocène inf.

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE179 01D	17461	359.9	-35.5				
PE179 02D	17642.5	359.55	-29.79			-24.1	56.6
PE179 03C	18204.6	.18	-34.31			17.7	55.1
PE179 04D	19207.5	9.75	-35.63			-51.8	39.8
PE179 05C	18417.1	1.25	-34.23			42.8	48.5
PE179 06C	17529.3	122.15	-52.01			84.1	41.8
PE179 07B	18561.6	15.61	-35.87			42.7	51.7
PE179 08C	19492	11.26	-34.12			-44.2	39.5
PE179 09D	18025.6	30.86	-47.7			-10.7	36.4
PE179 10C	19853.3	11.61	-27.67			-29.4	56.6

Echantillons rejetés : 2 (01D; 06C)

Direction moyenne retenue :

n = 8 D = 7.1 I = -35.3 k = 126 Alpha 95 = 5

Site PE181

Coordonnées géographiques : 16°03'00" S ; 71°51'32" W

Lithologie : tuf Tacaza Age : Oligocène sup. - Miocène

Correction tectonique : 145 -16

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE181 01A	306283	328.7	-41.6			-92.6	35.8
PE181 02A	298538.1	8.44	-38.78			-46.1	37.4
PE181 04A	189663.4	343.66	-49.63			-56.4	33.5
PE181 05A	265897.1	2.05	-46.62			-42.6	34.3
PE181 06A	156364.3	342.07	-20.18	-17.2	-20		
PE181 07A	188634.2	337.17	-51.95			-58.8	31.1

Direction moyenne retenue :

n = 6 D = 336.8 I = -43.4 k = 21 Alpha 95 = 17.6

Site PE185

Coordonnées géographiques : 16° 14' 40" S ; 71° 03' 30" W

Lithologie : andésite Tacaza Age : 16 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE185 01C	555545	145.1	66.3	157	55		
PE185 02B	541648	177.2	68.6	173	59		
PE185 03A	673103	169.4	66.3	169.5	57.5		
PE185 04A	893271	180.8	45	180	39		
PE185 05B	714188	166.3	65.3	163	57		
PE185 06B	846811	169.2	56.6	164	54		
PE185 07B	1080000	169.8	57.6	167	54		
PE185 08A	2250000	169.1	57.4	170	56		
PE185 09B	2500000	176.1	66.1	168.5	62.5		
PE185 10A	2240000	166.9	49.9	169.5	51.5		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 168.5 I = 54.7 k = 124 Alpha 95 = 4

Site PE194

Coordonnées géographiques : 16° 36' 50" S ; 71° 10' 47" W

Lithologie : tuf Tacaza Age : Oligocène sup.-Miocène

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE194 02C	394384.3	331.29	80.12			235.1	1
PE194 03C	407047	313.14	50.7			52.6	8.3
PE194 04B	433323	173.66	72.42			23	15
PE194 05C	473651.4	175.78	73.96			-17.2	18.5
PE194 06C	317578.2	188.89	50.16	-170.9	54.3		
PE194 07C	380726.2	176.43	47.82			51.5	24.9
PE194 08B	340307.2	168.83	56.52			-46.4	24.4
PE194 09D	267375.8	202.45	60.22			-1.2	28.8
PE194 10B	336431.5	182.64	58.29			30.5	28.9
PE194 11B	436553.9	183.08	56.43			44.3	26.2
PE194 12C	391577.3	171.49	54.48			-7.7	35.9

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 173.4 I = 61.2 k = 44 Alpha 95 = 7.5

Site PE201

Coordonnées géographiques : 15° 56' 24" S ; 73° 19' 24" W

Lithologie : ignimbrite "V1" Age : 25 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE201 01B	144457	168.6	32.5	166	33		
PE201 02C	235328	182.9	34	182	35		
PE201 03A	130194	187.2	29.4	183.5	29		
PE201 04C	115606	186.1	40	183	40		
PE201 05C	139269	181.7	33.3	180	33		
PE201 06C	154051	178.1	37.6	179	41		
PE201 07B	133731	172.6	39.3	171	38		
PE201 08B	143530	184.8	45.1	184	42.5		
PE201 09C	164612	184.8	43.1	185	42.5		
PE201 10B	134414	186	43	180	42		
PE201 11B	78796	173.1	42.6	175	41.5		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 179 I = 38.1 k = 147 Alpha 95 = 3.5

ANNEXE 10

Données paléomagnétiques des formations volcaniques d'âge mio-pliocène du Sud du Pérou

Site PE170

Coordonnées géographiques : 17° 05' 46" S ; 70° 38' 49" W

Lithologie : ignimbrite Chuntacala Age : 13-9.5 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE170 01B	767891	18.3	-18.7	4	-27		
PE170 02	660110.3	13.17	-6.35			-70.9	32.8
PE170 03	655899.7	9.82	-6.04			-76.9	20.7
PE170 04	606883.2	14.34	.54			-77.1	16.2
PE170 05	638812.1	32.97	-21.61			-1.7	64
PE170 06	739460.7	15.06	-19.28			-60.4	42.2
PE170 07	440453.2	17.85	-18.64			-40.1	55.9
PE170 08	1348431	265.9	-32			-49.7	47.1
PE170 09	575932.2	15.31	-19.67			-44.6	55.4
PE170 10	549097.2	6.81	-27.09	5.2	-25		
PE170 11	404280.8	9.34	-24.18	8.3	-23.3		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 4.9 I = -25.2 k = 1119 Alpha 95 = 1.5

Site PE171

Coordonnées géographiques : 17° 05' 36" S ; 70° 39' 18" W

Lithologie : ignimbrite Chuntacala Age : 13-9.5 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE171 01B	630866	350.5	-34.1	-11	-36.5		
PE171 02	940350.1	94.86	23.45			-24.1	51.4
PE171 03	685801.4	.05	-28.14	-1.8	-33.4		
PE171 04	787721	356.93	-31.72	-0.3	-36.7		
PE171 05	841438.3	359.53	-30.61	0	-34.8		
PE171 06	799784.1	357.03	-30.94	-0.7	-35.2		
PE171 07	817662	355.6	-24.54	-2.9	-28.3		
PE171 08	905676.8	357.69	-30.68	-2.2	-34.2		
PE171 09	5383815	147.73	32.93			6.4	48.1
PE171 10	696057.7	345.75	-32.99	0	-32.8		
PE171 11	1241797	284.83	-37.32			-44.7	49.1

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 357.5 I = -34.9 k = 330 Alpha 95 = 2.6

Site PE182-183

Coordonnées géographiques : 16°12'20" S ; 71°39'00" W

Lithologie : andésite Barroso Age : Pléistocène

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10 ⁻³ A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE182 01C	16600	6.9	8				
PE182 02C	8708	16.09	-35.41			14.63	53.82
PE182 03B	6945	12.9	-25.3			-23.63	58.4
PE182 04A	9218	17.09	-74.1	19.4	-75.3		
PE182 05B	10347	19.09	-76.2	20.8	-75.4		
PE182 06B	9143	17.9	-80.9	25.3	-82		
PE182 07B	9864	309.4	-73.31			-71.1	15.49
PE182 08B	9582	326.9	-59.8	-35.2	-61		
PE182 09C	9336	337.8	-55.1	-22.3	-56.3		
PE182 10B	10219	325.4	-65.9	-43.3	-65.4		
PE183 01C	8770	359.6	-62.9				
PE183 02B	9290	322.3	-77.9	-45.7	-77.7		
PE183 03B	9075	355.1	-72.5	-4	-71.7		
PE183 04B	7881	322.2	-79.6	-32.6	-83		
PE183 05B	5170	355.7	-76.9	12.9	-75.13		
PE183 06C	6130	331	-63.4	-4.6	-68.6		
PE183 07B	6476	345.7	-71.5	-11.4	-71.2		
PE183 08B	7821	314	-73.5	-27.9	-76.2		
PE183 09A	8034	315.3	-68.9	-30.5	-70.9		
PE183 10B	6669	321.7	-67.2	-22.2	-71.9		
PE183 11B	11047	331.9	-59	-19	-62.9		

Echantillons rejetés : 4 (PE182.01C; 02C; 03B; PE183.01C)

Direction moyenne retenue :

n = 17 D = 342.4 I = -72.4 k = 70 Alpha 95 = 4.3

Site PE184

Coordonnées géographiques : 16° 19' 51" S ; 71° 35' 26" W

Lithologie : ignimbrites Sillar Age : 3.4 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation	
		Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE184 01C	417160	170	28.9				
PE184 02C	281686.5	177.98	35.63	175.4	33.4		
PE184 03C	536106.9	176.11	32.04	174.3	31.9		
PE184 04B	229983.9	174.94	32.65	173	31.8		
PE184 05C	299665.4	172.6	34.3	171.4	33.2		
PE184 06D	255688.1	174.82	31.6	173.6	30.7		
PE184 07C	267177.2	175.16	31.23	173.5	30.8		
PE184 08C	227566.4	170.85	28.7			-60.7	48.5
PE184 09C	245148	171.13	26.97	169.1	27.4		
PE184 10B	213734.6	178.47	33.32	176.1	32.1		

Echantillons rejetés : 1 (01C)

Direction moyenne retenue :

n = 9 D = 173 I = 31.1 k = 812 Alpha 95 = 1.8

Site PE191

Coordonnées géographiques : 16° 24' 15" S ; 71° 37' 04" W

Lithologie : ignimbrite Sillar Age : 3.4 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE191 02C	237027.1	173.97	28.66			-73.7	36.1
PE191 03D	232639.2	177.9	25.38	175.7	26.7		
PE191 04C	245184.4	171.32	28.01			-29.4	60.5
PE191 05C	232911.9	188.32	29.23			14.2	60.1
PE191 06B	232075.4	171.19	30.06	170	30.9		
PE191 07D	248497.1	174.02	26.17			-79.3	31.1
PE191 08C	232439.4	172.92	28.48			-80.2	27.3
PE191 09C	251514	183.09	26.6			-23.4	61.1
PE191 10C	238788.9	172.94	29.63			266.4	5.9
PE191 11C	243838.1	175.7	27.15			-24	60.6
PE191 12C	224727.8	171.51	31.39			-75.3	33.5

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 173 I = 28.3 k = 1527 Alpha 95 = 1.3

Site PE200

Coordonnées géographiques : 16° 00' 09" S ; 73° 05' 11" W

Lithologie : ignimbrite "V2" (Chuntacala) Age : 10.8-8.7 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE200 02C	425902.4	182.08	30.24	-179	26.5		
PE200 03C	360599.6	184.65	32.12			72.5	31.9
PE200 04C	314339.6	185.45	31.93			37.5	54.7
PE200 05C	474478.3	186.99	31.67			72.5	33.5
PE200 06C	444070.2	187.27	30.64			69.6	36.5
PE200 07C	463894.5	209.95	21.77			11.1	69.6
PE200 08D	666283.9	177.63	29.07	179.1	28.5		
PE200 09C	599422.9	203.01	33.13			34.2	56.2
PE200 10D	502541.4	192.64	30.23			37.4	57.5
PE200 11D	384506.8	180.18	22.34			73.7	35.5
PE200 12C	392431.2	177.57	27.04	177.9	24.1		
PE200 13D	423743.4	179.86	24.35	178.8	23.5		
PE200 14C	440231	180.49	24.66			73.5	35

Direction moyenne retenue :

n = 13 D = 179.8 I = 25.4 k = 557 Alpha 95 = 1.8

Site PE202

Coordonnées géographiques : 15° 57' 39" S ; 73° 16' 26" W

Lithologie : ignimbrite "V2" (Chuntacala) Age : 10.8-8.7 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE202 02C	602248.3	179.33	26.29	178.3	27		
PE202 03C	587271.5	224.7	4.47				
PE202 04B	518609.1	180.23	26.95	178.5	26.4		
PE202 05B	543857	184.34	25.65			-66.9	34.6
PE202 06D	578280.2	180.34	23.85	-179.8	23.8		
PE202 07D	570171	184.51	21.97			-78.4	17.5
PE202 08B	584324.7	182.57	24.86	-177.1	24.6		
PE202 09C	548605.5	185.17	25.98	-174.5	25.7		
PE202 10D	535607.8	179.23	27.31	179.9	27.1		
PE202 11C	548440.5	185.91	25.85			-64.8	34.4
PE202 12C	519337.4	180.21	21.93	-179.4	23.6		

Echantillons rejetés : 1 (03C)

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 181.5 I = 25.9 k = 818 Alpha 95 = 1.7

Site PE203

Coordonnées géographiques : 16° 11' 37" S ; 73° 27' 41" W

Lithologie : ignimbrite "V2" (Chuntacala) Age : 10.8-8.7 Ma

Correction tectonique : 0 0

Echantillon	Aimantation naturelle		Direction paléomagnétique		Pôle du cercle de réaimantation		
	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE203 01C	289852	354.7	-25.8	350	-28		
PE203 02B	200396.8	1.51	-34.42	2	-37.2		
PE203 03C	286193.8	2.97	-37.28	2.5	-40		
PE203 04B	272314.5	3.55	-38.51	4.7	-39		
PE203 05C	275823.6	4.17	-38.94	4.4	-42		
PE203 06C	368281.3	359.9	-35.93	0.5	-37.5		
PE203 07B	393072.6	1.76	-38.76	1.5	-40.5		
PE203 08B	241419.4	355.65	-36.18	-3.6	-37.2		
PE203 09B	375202.5	356.66	-34.09	-2.9	-36.4		
PE203 10C	405191.1	4.08	-36.97	4.7	-38.6		
PE203 11B	445470	1.92	-38.01	3.8	-39.4		
PE203 12D	357286.7	.05	-39.32	0	-42		
PE203 13C	328932.7	356.99	-35.71	-1	-38.2		
PE203 14C	318295.9	3.38	-34.94	4.7	-37.2		

Direction moyenne retenue :

n = 14 D = 0.7 I = -38.2 k = 287 Alpha 95 = 2.4

ANNEXE 11

Données paléomagnétiques de la formation Huaylillas du Sud du Pérou

Site PE162

Coordonnées géographiques : 17° 03' 27" S ; 70° 46' 07" W

Lithologie : ignimbrite Huaylillas Age : 23-18 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE162 01B	293004	282.6	62.4	276.5	63		
PE162 02B	252142	204.4	72.68	-151.3	74.9		
PE162 03B	335608.3	196.22	68.28	-159.4	74.8		
PE162 04B	314142.8	229.12	65.05	-129.4	71.4		
PE162 05B	299377.3	225.37	70.77	-125.9	72.3		
PE162 06B	327209.9	210.6	71.49	-139.9	79.3		
PE162 07C	292574.5	218.47	71.7	-149.3	81.5		
PE162 08C	290313.3	221.51	70.42	-137.8	73.6		
PE162 09B	299336.3	217.87	70.63	-137.5	74		
PE162 10C	319777.5	213.97	70.62	-146.1	74.3		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 227.8 I = 75.1 k = 99 Alpha 95 = 4.9

Site PE163

Coordonnées géographiques : 17° 03' 34" S ; 70° 44' 22" W

Lithologie : ignimbrite Huaylillas Age : 23-18 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE163 01C	632759	67.1	74.8	180.2	85.3		
PE163 02C	1310665	71.64	10.53			-18.7	13.2
PE163 03B	1129039	96.15	10.14			7.6	18.9
PE163 04B	1333466	94.92	9.09			4.8	22
PE163 05B	912710.1	119.15	16.78			28.2	15.2
PE163 06B	625584	143.99	19.28			60.2	7
PE163 07B	192768.2	184.47	47.87	-150.5	64.4		
PE163 08A	240757.9	211.79	65.24	-145.4	68.7		
PE163 09B	325531.3	222.76	69.32	-138.8	73.2		
PE163 10B	454243	219.09	77.01	-150.8	76.3		
PE163 11B	197269.5	196.8	51.33	-165.2	53.3		

Direction moyenne retenue :

n = 11 D = 203.5 I = 71.7 k = 73 Alpha 95 = 5.5

Site PE164

Coordonnées géographiques : 17° 03' 56" S ; 70° 44' 22" W

Lithologie : ignimbrite Huaylillas Age : 23-18 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE164 01D	208600	218.1	73.9	227.3	76		
PE164 02B	182823.7	188.97	68.61	-163.6	69.5		
PE164 03C	212653.6	179.98	66.42	-171	68.8		
PE164 04B	176297.6	231.35	67.09	-126.4	65.8		
PE164 05C	194861.1	172.49	68.57	-178.6	69.4		
PE164 06B	252674.8	202.22	69.11	-148.4	68.7		
PE164 07A	190832.5	199.65	71.25	-150.3	71.1		
PE164 08B	209309.9	201.03	70.58	-143.1	72.3		
PE164 09B	253942.9	196.38	73.99	-140.7	72.3		
PE164 10C	200873.3	215.79	68.41	-149.4	68.7		

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 209.2 I = 70.9 k = 168 Alpha 95 = 3.7

Site PE172

Coordonnées géographiques : 17° 05' 11" S ; 70° 41' 27" W

Lithologie : ignimbrite Huaylillas Age : 23-18 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle Direction paléomagnétique Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10-6 A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE172 01B	369380	43.6	74.2	49.5	75.4		
PE172 02	209513.4	39.46	75.89	41.5	79.9		
PE172 03	949529.2	3.95	51.86			252.1	15.5
PE172 04	448069.4	79.18	77.6	66.3	77.6		
PE172 05	372549.4	70.48	79.41	58.9	77.7		
PE172 06	326841.4	92.91	78.08	71.6	77.4		
PE172 07	316302.9	95.95	69.37			235.3	13.7
PE172 08	342053.1	98.36	57.37			232.3	17.9
PE172 09	383556.5	68.26	67.34	74.3	71.2		
PE172 10	540855	102.07	58.67			209.9	9.6
PE172 11	1228131	167.33	38.21			-83.6	16.4
PE172 12	2128890	38.67	78.61	33.9	75.6		
PE172 13	1079311	102.19	78.57	72.7	77		
PE172 14	619330.8	204.18	8.76			-59.3	8

Direction moyenne retenue :

n = 14 D = 61.7 I = 76 k = 341 Alpha 95 = 2.2

Site PE173

Coordonnées géographiques : 17° 05' 21" S : 70° 42' 08" W

Lithologie : ignimbrite Huaylillas Age : 23-18 Ma

Correction tectonique : 0 0

Aimantation naturelle

Direction paléomagnétique

Pôle du cercle de réaimantation

Echantillon	M (x 10 ⁻⁶ A/m)	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.	Décl.	Incl.
PE173 01C	174835	79.5	81.1	61.8	74.1		
PE173 02C	191522.9	305.24	73.15			184.9	4.1
PE173 03B	463329.2	196.92	49.77			-63.8	8.7
PE173 04B	288159.6	28.23	4.36			-63.1	10.9
PE173 05C	404906.4	86.13	32.83			183.6	2.5
PE173 06C	318544.6	64.46	31.43			156	0.5
PE173 07C	201881.8	28.25	64.85			248.1	14.7
PE173 08C	817672.2	271.72	-29.1	-86.0	-31.9		
PE173 09C	48361.9	156.6	8.25			247.2	13.9
PE173 10C	100952	189.27	61.66			-58.8	11.3
PE173 11B	238721.3	24.87	58.36			-81.8	14.8

Echantillons rejetés : 1 (08C)

Direction moyenne retenue :

n = 10 D = 72.3 I = 75.4 k = 886 Alpha 95 = 1.8

RESUME

La **déflexion** majeure d'Arica, située entre 19-22° S et qui dévie l'orientation générale des structures des Andes Centrales depuis une direction péruvienne NW-SE jusqu'à une direction chilienne presque NS, est une des caractéristiques importantes de la chaîne andine. Aussi à cette latitude la croûte sud-américaine atteint une épaisseur double de la normale (~70 km). Cet épaissement crustal est à l'origine du développement de l'Altiplano, vaste plateau situé à une altitude moyenne proche de 4000 m. Pour déterminer et expliquer les mécanismes à l'origine de cet épaissement crustal et de la haute altitude de la chaîne que lui est associé plusieurs modèles ont été proposés, les uns privilégiant des processus magmatiques, les autres des processus tectoniques. Le but de cette étude est d'apporter des contraintes à ces différents modèles et en particulier d'évaluer la contribution des processus tectoniques dans le soulèvement andin par l'obtention des données paléomagnétiques couvrant à la fois une vaste étendue géographique (Cordillère Occidentale du Centre et du Sud du Pérou) ainsi qu'une importante tranche d'âge (les derniers 110 Ma, qui englobent l'ensemble de l'orogène andine).

L'ensemble des résultats obtenus montre de manière claire que la marge péruvienne a subi dans son ensemble et pendant le Cénozoïque une rotation antihoraire d'environ 20°, qui se serait déroulée de manière progressive. Nos résultats montrent également l'absence de rotation de la marge péruvienne durant le Crétacé, ainsi que l'absence de rotation relative entre le Centre et le Sud du Pérou lors de la formation de la déflexion mineure d'Abancay (située vers 14° S).

L'absence de grands accidents décrochants et la remarquable cohérence des résultats paléomagnétiques indiquent que les rotations antihoraires observées dans le Centre et le Sud du Pérou correspondent à une rotation d'ensemble de la marge péruvienne depuis le Paléocène pour s'achever au Miocène supérieur. Cette rotation, dont le pivot peut être placé à la latitude de Huancabamba (vers 5° S), s'accorde avec les données géologiques qui indiquent un gradient latitudinal croissant des raccourcissements du nord au sud du Pérou. Les nouvelles données paléomagnétiques que nous avons obtenues sont alors en accord avec le modèle tectonique de surrection des Andes Centrales proposé par Isacks (1988), qui fait appel à des rotations de sens opposés des marges péruvienne et nord-chilienne pour former la déflexion d'Arica actuelle. Le soulèvement des Andes Centrales peut être expliqué simplement par ces processus tectoniques sans faire appel à une contribution magmatique importante.